

В. В. ЛОНГИНОВ

ОЧЕРКИ  
ЛИТОДИНАМИКИ  
ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П. П. ШИРШОВА

СЕРИЯ

МЕТОДИЧЕСКАЯ

ОКЕАНОЛОГИЯ

В. В. ЛОНГИНОВ

552.5+551.35

ОЧЕРКИ  
ЛИТОДИНАМИКИ  
ОКЕАНА

471



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА  
1973



В. В. Лонгинов. **Очерки литодинамики океана.**

В монографии рассматриваются вопросы перемещения твердого материала в придонном слое океана под действием движений воды и силы тяжести, а также образование и динамика форм рельефа, связанных с этими перемещениями. Особое внимание уделяется проблеме суспензионных потоков. Дается обзор современных литодинамических исследований, намечены основные задачи и направления дальнейших исследований. Автором использован материал, опубликованный в зарубежных периодических изданиях за последние двадцать лет.

Табл. 5. Библ. 338 назв. Иллюстраций 21.

## ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателя книга содержит обзор современных представлений о процессах перемещения обломочного материала на дне океана. Источниками для составления обзора послужили в основном публикации в периодических изданиях за последние 20 лет, преимущественно с 1960 г. В большинстве разделов автор, рассматривая результаты, полученные другими исследователями и предлагаемые ими гипотезы, высказывает и свои соображения относительно описываемых явлений.

Надеюсь, что книга может быть полезна для многих читателей, интересующихся процессами, происходящими на морском дне. В то же время обзор существующих представлений является необходимым этапом в организации начинающих в нашей стране исследований литодинамики океана.

Пользуюсь случаем выразить признательность А. С. Мони-ну, А. А. Аксенову и Г. Б. Удинцеву, предоставившим мне возможность работать над книгой в рамках плана Института океанологии, а также Н. В. Пыхову и П. С. Чахотину за большую помощь, оказанную ими в составлении некоторых разделов.

\*

Прежде чем приступить к обзору современных представлений о литодинамике дна океана, позволю себе несколько задержаться на более детальном определении и подразделении задач литодинамики в целом. Предметом литодинамики является перемещение материала литосферы на ее поверхности под действием экзогенных агентов и силы тяжести. По своему содержанию и общим задачам литодинамика может быть отнесена к числу разделов геофизики, но из-за разнообразия требований, предъявляемых к литодинамическим исследованиям, эти исследования проводились и проводятся в рамках самых различных дисциплин — литологии, геоморфологии, динамической геологии, океанологии, гидрологии суши и многих прикладных наук (Леонтьев, Лонгинов, 1972; Лонгинов, Аксенов, 1968).

Задачи литодинамики можно разделить на общие — геофизические и частные — прикладные или отвечающие интересам других наук о Земле. Частными задачами являются инженер-

ные, геологические, геоморфологические, биологические и т. п. Общие геофизические задачи могут быть сформулированы как установление закономерностей перемещения материала литосферы на ее поверхности и выделение основного литодинамического процесса — перемещения с более высоких гравитационных уровней на более низкие. На всех стадиях литодинамических процессов необходимо выявить зависимость основного параметра — расхода твердого вещества — от параметров действующих на него силовых полей, свойств движущего агента и самого вещества и от характера земной поверхности на участке, в пределах которого происходит перемещение. К общим задачам литодинамики следует также отнести и изучение закономерностей механического изменения вещества в процессе перемещения.

Частными задачами литодинамики в геологическом аспекте являются, очевидно, установление закономерностей дифференциации вещества литосферы в процессе перемещения, выяснение условий его отложения и установление зависимостей параметров образующейся толщи отложений от характера литодинамического поля, в котором они формируются.

В инженерном аспекте наиболее важными задачами можно считать: а) выяснение локальных дифференциальных (во времени) зависимостей расхода вещества от определяющих этот расход факторов; б) переход от тех или иных выражений расхода как функции определяющих его параметров к выражениям для изменений рельефа; в) установление связей между инженерными свойствами образующихся грунтов, их подвижностью и характером процесса перемещения; г) выяснение условий равновесия различных форм накопления материала.

В биологическом аспекте можно наметить задачу о выяснении мгновенной и осредненной во времени локальной подвижности грунта (ее интенсивности) и как следствие — установление степени устойчивости или изменчивости состава и характера грунта, как важнейших экологических факторов.

Основой литодинамических исследований является изучение физических, прежде всего динамических, процессов в зоне контакта литосферы с гидросферой или атмосферой. По мере познания локальных динамических закономерностей в этой контактной зоне становится возможным их распространение во времени и по поверхности литосферы с помощью литологических и геофизических исследований поверхностной толщи осадков. Таким образом, динамику контактной зоны литосферы следует считать физической основой литодинамики.

В той или иной мере и с тех или иных позиций литодинамическими исследованиями за последние 100 лет были охвачены почти все ландшафты нашей планеты. В результате были изданы монографии о движении речных наносов, об эоловых процессах, о динамике береговой зоны моря, о склоновых процессах; но

изучение литодинамических процессов на дне океана за пределами береговой зоны только еще начинается, хотя к настоящему времени в периодической печати опубликован довольно большой материал многих частных исследований по литодинамике как шельфа, так и дна на больших глубинах.

По энергетическому признаку процессы литодинамики океана можно разделить на две группы. Одну из них составляют перемещения материала, вызываемые движениями воды в придонном слое, обусловленными поступлением энергии из водной толщи океана. Такие «гидрогенные» процессы по отношению к контактной зоне и к перемещаемому материалу следует считать экзогенными (энергетически). Во вторую группу можно объединить процессы перемещения твердого вещества, связанные с воздействием на него силы тяжести. Эти гравитационные литодинамические процессы можно считать эндогенными по отношению к зоне перемещения и к движущимся осадкам.

Причиной возникновения гравитационных перемещений на морском дне могут быть и внешние по отношению к контактной зоне силы (например, толчки, вызывающие нарушение равновесия масс), но само движение после нарушения устойчивости развивается под действием силы тяжести. К таким эндогенным процессам могут быть отнесены различные виды оползней, осыпей, медленного течения осадков, их движения, обусловленные разжижением грунта или потерей связности, пескопады и т. п. Сюда же следует отнести суспензионные (мутьевые) потоки, хотя они могут эродировать и переносить материал, подобно потокам обычным. В то же время перемещение вещества плотными потоками иного типа нельзя считать процессом, эндогенным по отношению к перемещаемому материалу, и такие перемещения надо относить к числу гидрогенных.

Как гидрогенные, так и гравитационные перемещения вещества могут проявляться в любых морфологических зонах дна океана, но первые из них, естественно, преобладают в зонах с малыми уклонами, в то время как в областях, где уклоны значительны, большую, а иногда и преобладающую роль играют вторые. Принципиальное их различие заключается в том, что направления гравитационных перемещений следуют наибольшему уклону поверхности дна, а гидрогенных — от уклона не зависят. Вследствие этого гравитационные перемещения в принципе необратимы, в то время как перемещения экзогенные или гидрогенные в большинстве своем могут быть обратимыми. Существование во всех областях океанического дна в среднем хотя бы небольших уклонов в сторону абиссальных глубин приводит в конечном счете к перемещению твердого вещества в этом направлении. Можно сказать, что при любых обратимых перемещениях все же существует или со временем возникает составляющая, направленная в сторону открытого океана и определяющая конечный литодинамический эффект перемещения

вещества литосферы на земной поверхности, нарушаемый только вмешательством тектонических движений земной коры.

В данной книге почти не затрагиваются процессы разрушения коренных пород на дне океана. Масштабы этих процессов и их механизм известны пока очень слабо, и трудно говорить об их роли в общей динамике океанов и морей.

Мало места занимает в книге и глава о собственно гравитационных процессах (гл. III). Причина этого отнюдь не в малом значении их для литодинамики океана, а в сравнительно слабой освещенности этих процессов в литературе, что связано с трудностью изучения и самих процессов, и их проявлений.

Особой, сложной и интересной динамической зоной являются верховья подводных каньонов, врезанных в поверхность шельфа. В них осуществляется постоянное взаимодействие гидродинамических и гравитационных процессов, ведущее к наиболее интенсивному выносу обломочного материала из береговой зоны. Однако, несмотря на большое количество работ, посвященных процессам в каньонах, исследований механизма стока наносов через них на большие глубины еще очень мало. В книге этот материал излагается в основном в связи с проблемой суспензионных потоков.

Не рассматриваются в книге биогенные и антропогенные процессы литодинамики океана. Роль первых в перемещении осадочного материала, по-видимому, невелика, хотя в трансформации вещества в океане она огромна и достаточно известна. Механизм же вторых и их влияние на литодинамику того или иного ландшафта не являются предметом общей литодинамики. Исследование роли этих процессов в динамике земной поверхности и разработка рекомендаций по их регулированию, несомненно, одна из важнейших задач инженерной литодинамики, но ее решение возможно только на фоне правильного понимания общей литодинамической картины того или иного ландшафта.

Целью настоящей книги является не только ознакомление читателей с существующими представлениями и направлениями исследований, критическая оценка выдвигаемых гипотез и предлагаемых схем явлений, но и определение важнейших направлений предстоящих исследований и отчасти оценка возможностей и методов их проведения. Такая работа представляется мне необходимым исходным этапом для планирования и организации дальнейших исследований по литодинамике дна океана.

## ГИДРОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ

Рассмотрение литодинамических процессов, протекающих в океане, естественно начать с наиболее мелководной его части — шельфа. Движению от шельфа к большим глубинам, по-видимому, будет соответствовать и постепенное ослабление интенсивности экзогенных процессов.

В современной геоморфологии моря шельф принято рассматривать как ступень, выработанную в структурно сформированной поверхности, ограничивающей континентальный блок земной коры в области перехода к структурам дна океана. От темпа поднятия уровня океана и состава слагающих окраину континента пород зависит ширина шельфа и сохранность на нем первичного рельефа суши. С другой стороны, морская граница шельфа, очевидно, сохраняет в своем рельефе некоторые черты тектонического строения окраины континента. Дополнительными, осложняющими рельеф шельфа факторами являются вертикальные движения суши и история его субаэрального развития. Соответственно и осадки шельфа слагаются из реликтового материала, сохранившегося от этапа его субаэрального развития, осадков древних береговых зон и современных отложений, распространяющихся по его поверхности в результате современных литодинамических процессов.

### БЕРЕГОВАЯ ЗОНА

При существующих в настоящее время представлениях о литодинамике шельфа целесообразно особо выделить при ее рассмотрении только область современной береговой зоны, отличающуюся рядом специфических морфологических черт, а именно: малыми глубинами, значительными уклонами и переходом дна океана в поверхность суши. Эти особенности определяют ведущую роль в динамике береговой зоны энергии ветровых волн. Дополнительными чертами энергетической характеристики этой зоны могут служить большая мощность протекающих в ней экзогенных процессов и резкое преобладание их над гравитационными перемещениями.

Морфологическими и энергетическими особенностями береговой зоны определяются и особенности ее литодинамики, наиболее специфическими признаками которой в первом приближении можно считать: а) интенсивность миграций материала литосферы во всех направлениях и особенно вдоль изобат; б) непрерывное поступление обломочного материала с суши; в) интенсивную дифференциацию этого материала; г) преобладание циклических, обратимых перемещений над необратимыми, приводящими к выносу материала за пределы береговой зоны.

Таким образом, береговая зона является фильтром для материала, поступающего в океан с суши, фильтром, который задерживает для последующей переработки или длительного хранения терригенный материал и питает им остальные зоны океана.

Из приведенной характеристики становятся ясными роль береговой зоны в общей литодинамике океана и основные направления исследований, которые необходимо в ней осуществить для составления общей картины литодинамики его дна. Очевидно, важнейшими с этой точки зрения процессами береговой зоны являются фильтрация материала, поступающего с суши, и вынос его на поверхность собственного шельфа. Механизмы именно этих процессов и должны быть предметом исследования общей литодинамики береговой зоны.

В области литодинамики береговой зоны за последнее десятилетие не появилось каких-либо новых или оригинальных концепций и направлений исследования или даже гипотез. В этом отношении 60-е годы, несомненно, можно считать более спокойными сравнительно с предыдущим десятилетием. Видимо, более или менее общепринятой стала концепция, развивавшаяся в течение ряда лет П. Брууном (Bruun, 1962, 1964), о ведущей роли колебаний уровня моря в абразионной деятельности волн и в разрушении берегов. Усилилось внимание к динамике внешней части дна береговой зоны — к глубинам, лежащим заведомо мористее глубины разрушения наиболее крупных штормовых волн. В этом направлении вслед за работами 50-х годов (Bruun, 1955; Vernet, 1958) появились результаты более тщательных натуральных наблюдений за динамикой рельефа песчаного дна на глубинах до 20 м (Коробова, 1968, 1970) и наблюдений с помощью люминофоров за движением песка на этих глубинах (Айбулатов, 1968). Были также измерены изменения отметок песчаного дна на полигонах, заложенных во время эксперимента «Черномор-1968», показавшие существенные перемещения песчаных наносов на глубинах более 15 м (Айбулатов, Орвику, 1971).

Таким образом, в настоящее время приходится учитывать существование деформаций дна (амплитудой до нескольких десятков сантиметров), связанных с перемещением песка на глубинах не менее 20 м. В некоторых случаях эти деформации можно связывать с совместным действием волн и компенсационных те-

чений, возникающих при нагонах у берегов с определенной конфигурацией в плане. Более универсальной причиной таких деформаций могут быть дрейфовые штормовые течения, возникающие на шельфе и способные при одновременном действии волнения перемещать на больших глубинах значительные количества песка. Трудно сказать, насколько эти перемещения существенны для основного литодинамического процесса — стока вещества литосферы на большие глубины; вполне вероятно, что они могут быть направлены не только вдоль изобат.

Значительное внимание в последние годы привлекает возможность расчета расхода наносов во вдольбереговых потоках. В этом направлении ведется ряд в основном экспериментальных работ как у нас в стране, так и за рубежом. Из зарубежных следует отметить работы французских исследователей Ларраса (Larras, 1966), Боннифийя и Пернеккера (Bonfille, Pernecker, 1967), а также проведенные в Японии исследования процесса перемещения и взвешивания песка в чисто волновом потоке (Нотта, Ногикава, Кајима, 1965); из отечественных — работы Союзморниипроекта и Закавказского научно-исследовательского гидрометеорологического института, посвященные лабораторному изучению перемещения песчаных наносов в смешанном потоке (Анцыферов и др., 1972; Виноградова, Масс, 1968). Эти исследования в сочетании с измерениями в придонном слое и волновом потоке в целом (например, Fukushima, Kashiwamura, 1959; Лонгинов, 1968) несомненно могут привести к пониманию механизма перемещения наносов в береговой зоне. Однако все указанные работы оставляют наименее изученным наиболее существенный для береговой зоны процесс — перемещение наносов непосредственно в придонном слое, где расход их составляет, по-видимому, не менее 80% полного расхода.

Из новейших зарубежных работ, посвященных построению расчетных формул для вдольберегового расхода песка, следует отметить статью П. Комара (Komar, 1971), который, исходя из представлений о движении песка в прибойной зоне, разработанных Д. Инманом и Р. Бэгнольдом, предлагает теоретическое обоснование зависимости расхода от потока волновой энергии, поступающей в зону разрушения волн, и от угла подхода волн. Выражение для весового расхода  $G$  (вес песка в воде) имеет вид

$$G = k(Ecn)_p \sin \alpha_p \cos \alpha_p,$$

где  $k$  — безразмерный коэффициент, близкий к 0,77;  $E$  — плотность волновой энергии;  $cn$  — групповая скорость;  $\alpha_p$  — угол подхода волн к зоне разрушения.

Комаром получены кривые распределения расхода песка по профилю пляжа и показано, что расход, как и скорость вдольберегового течения, не зависит от уклона. Им использованы американские и английские работы последних лет, перечисленные в обширном списке литературы.

Следует отметить, что и до сих пор при построении расчетных формул для расхода наносов в береговой зоне используются обобщенные представления, осредненные параметры и эмпирические связи между этими параметрами и расходом. Действительная физическая картина движения наносов, как правило, не рассматривается, а расход принимается пропорциональным либо энергии волн, либо касательным гидродинамическим напряжениям на дне. Стремление к получению расчетных выражений для расхода наносов в береговой зоне отражает современную тенденцию к разработке методов управления ее режимом, и в первую очередь мер по защите берегов и пляжей от разрушения, нередко связанного со строительством сооружений в этой зоне.

В натуральных исследованиях движения прибрежных наносов в береговой зоне заметна тенденция к использованию результатов лабораторных экспериментов и к дальнейшему использованию представления о нейтральной линии или зоне, введенного еще Корналя во второй половине прошлого века. Одной из наиболее интересных работ такого рода является исследование Р. Миллера и Дж. Зиглера, посвященное движению наносов в условиях сложного рельефа береговой зоны (Miller, Zeigler, 1964). Не вводя каких-либо новых гипотез и не получая в своем исследовании принципиально новых результатов, авторы пытаются анализировать данные своих наблюдений с помощью представлений о движении песка, основанных на опытах Масчачусетского технологического института (США) со сферическими частицами, и представления о нейтралах. Рассматриваемая работа интересна большим объемом представлений, привлекаемых для анализа, стремлением разобраться в действительной сложности природного явления и может считаться одной из наиболее прогрессивных и типичных американских работ последних лет в этом направлении.

Концепция «нейтральной линии» продолжает оставаться весьма популярной в американских работах по динамике береговой зоны. Эта концепция довольно хорошо подтверждается, как известно, в лабораторных опытах при крутизне подводного склона более  $10^\circ$ , но в том виде, как она излагается Корналя и его последователями, вряд ли реальна в природных условиях береговой зоны. Нашими работами в свое время было показано, что с таким же успехом может быть развита концепция нейтральной линии и получены все желаемые выводы по формированию профилей равновесия и сортировке наносов, если вместо силы тяжести использовать представление о придонном стоке нагонных вод из береговой зоны или, иначе говоря, представление об асимметрии придонных волновых скоростей, учитывающее влияние компенсационного оттока, уравнивающего волновой перенос воды в поверхностной толще.

Другой разносторонней и детальной работой регионального характера, хорошо отражающей современные представления и

методы исследования литологии и литодинамики береговой зоны, является статья Е. Зайболда, посвященная движению наносов, составу и сортировке осадков в районе Киля (Seibold, 1963).

Однако основной процесс общей литодинамики береговой зоны и шельфа — процесс выноса материала литосферы от берега на большие глубины — по-прежнему остается весьма туманным, и в литературе не встречаются работы, в которых делались бы попытки подойти к физическому анализу этого процесса. Наши представления о механизме выноса материала из береговой зоны на глубину не претерпели существенных изменений с 40-х годов. Для бесприливного моря по-прежнему основными факторами, способными выполнять эту работу, считаются разрывные течения, придонное противотечение и, возможно, компенсационные течения, захватывающие всю толщу воды после сильных штормовых нагонов<sup>1</sup>. Но представления о действии этих факторов остаются почти исключительно умозрительными. Лишь в 1971 г. опубликованы некоторые результаты, позволяющие получить количественные представления об этом механизме. Так, Д. Феликс и Д. Горслийн (Felix, Gorsline, 1971), анализируя развитие верховьев каньона Ньюпорт (Калифорния), приводят данные о движении песка во внешней части береговой зоны, заимствованные главным образом из неопубликованных отчетов и диссертационных работ. Согласно этим источникам при шторме разрывные течения на глубинах около 10 м создают в районе верховьев каньона придонный слой суспензии тонкозернистого песка мощностью около 8 см. При действии волн и течений такая суспензия может существовать у дна до глубины 30 м, хотя основная масса движущегося песка с возрастанием глубины переходит в движение влечением. В то же время авторы указывают, что разрывные течения не способны выносить песок из прибойной зоны далеко в море.

Интересную попытку количественного подхода к перемещению наносов в береговой зоне находим в статье Дж. Мак-Кэва (McCave, 1971a). Основным фактором, определяющим расход наносов в придонном слое, он считает мощность придонного потока — произведение касательного напряжения на скорость. Полагая скорость потока равной максимальной «значащей» (средней из одной трети наибольших значений), Мак-Кэв получает расход пропорциональным кубу этой скорости ( $u_{1/3}^3$ ). Используя затем кривые Л. Дрепера (Draper, 1967), дающие повторяемость различных значений придонных волновых скоростей для разных глубин у берегов Европы, он находит максимальные значения «волновой эффективности» для заданной изобаты. Так, для района «Southern Bight» (Северное море) лито-

<sup>1</sup> Небольшой список новых работ, где рассматриваются штормовые течения в береговой зоне, можно найти в статье Инмана, Тайта и Нордстрема (Inman, Tait, Nordstrom, 1971).

динамически наиболее эффективны, по его мнению, волны повторяемостью 10—20%, создающие максимальную придонную скорость 30—40 см/сек.

Интересной проблемой в литодинамике береговой зоны и шельфа в целом является образование на глубинах 30—40 м вытянутых вдоль изобат широких полос заметно более грубого донного материала. Такие полосы, по работам отечественных и немецких авторов, известны в Черном и Балтийском морях и некоторыми авторами связываются с действием струй вдольбереговых течений на этих глубинах. Возможно также, что образование указанных полос обязано существованию некоторой зоны изменения асимметрии волновых придонных скоростей, сходной с нейтральной зоной Корналя. Отечественные исследования 50-х годов (Лонгинов, 1963) показали, что ощутимая положительная асимметрия волновых скоростей в придонном слое (преобладание скоростей в сторону берега) наблюдается на глубинах, равных примерно восьми высотам действующих волн. В области береговой зоны, располагающейся на меньших глубинах, преобладает перемещение грубозернистого материала к берегу и лишь взвешенный материал способен двигаться в обратном направлении вне зоны сильных разрывных течений. Вполне вероятно, что зоны отмыва материала, в которых вскрываются более грубые осадки, могут быть образованы в процессе поднятия уровня моря и сохраняются в настоящее время на глубинах, через которые тонкий материал проходит во взвешенном состоянии. Анализ происхождения таких зон или полос представил бы несомненный интерес для познания процессов осадкообразования на шельфе.

В 50-х годах, преимущественно в США, а затем и во Франции, появилось большое количество работ, посвященных роли подводных каньонов в стоке грубообломочного материала из береговой зоны. В последние годы работы этого направления появились и у нас (Егоров, Галанов, 1966; Сафьянов, 1968; Леонтьев, 1968), но описываемые в них (также чисто качественно) процессы нельзя считать типичными для береговой зоны в целом, хотя в ряде районов действительно наличием каньонов определяется основной дефицит в балансе прибрежных наносов. Открытым остается вопрос о возможности возникновения в береговой зоне суспензионных потоков вне каньонов, хотя такие предположения и высказывались в некоторых работах. Если бы такая возможность подтвердилась, то открылась бы новая перспектива в построении картины стока твердого материала на большие глубины. Пока можно только высказать гипотезу о вероятной роли плоских суспензионных потоков малой плотности в выносе тонкого обломочного материала из зоны прибоя. Такие потоки, вынося на подводный склон тонкий песок и алеврит, взвешенный в прибойной зоне и движимый вдольбереговыми течениями, могут по мере своего рассеивания создавать осадки, дифференциро-

ванные вдоль профиля по гидравлическим свойствам. Причиной возникновения суспензионных потоков в береговой зоне могут, вероятно, быть разрывные течения и твердый сток в устьях рек.

Одним из факторов, привлекаемых в настоящее время к истолкованию движения песчаных наносов в береговой зоне, являются компенсационные течения, возникающие в результате компенсации штормового нагона в вогнутых дугах береговой линии. Такие течения, наблюдавшиеся на Черном (Айбулатов, 1968) и Балтийском (Коробова, 1968) морях, направлены в основном вдоль изобат, но, несомненно, должны иметь составляющую по нормали к берегу, благодаря чему они могут быть одним из звеньев в цепи стока из береговой зоны. Однако эти течения, как и каньоны, имеют локальный характер и не могут считаться общим механизмом литодинамики шельфа.

По-видимому, в соответствии с общей концепцией литодинамики береговой зоны механизм стока можно попытаться обнаружить в компенсационных потоках волнового поля, поскольку непосредственно волновые движения в существенном удалении от зоны разрушения волн не обладают отрицательной асимметрией придонных скоростей. Очевидно, на процессы штормового нагона и его компенсации в береговой зоне следует обратить особое внимание при изучении литодинамики этой зоны в природных условиях. Следует отметить, что проблеме таких нагонов в последнее время посвящено довольно много работ в ФРГ, Голландии и Дании в связи с катастрофическими наводнениями 50-х годов. Но эти работы почти не затрагивают вопрос о компенсации нагона и о движении наносов.

Решение задачи несколько облегчается применительно к условиям приливных морей и берегов океана, где в рассмотренные могут быть включены асимметричные по своим расходам или скоростям приливные течения. Однако немногие зарубежные работы, посвященные этому вопросу (Van Straaten, Kuenen, 1958; Terwindt, 1967; Groot, 1964; Postma, 1960), касаются в основном перемещения илистых наносов в пределах береговой зоны или даже их выноса в сторону берега, но не роли таких течений в выносе материала на большие глубины.

Таким образом, основной задачей в изучении литодинамики береговой зоны, за пределами частных технических, геологических или биологических задач, остается изучение механизма выноса обломочного материала на поверхность шельфа. Без понимания этого механизма невозможно составление баланса твердого вещества в береговой зоне и на прилегающем к ней шельфе. Первым шагом в этом направлении должно быть систематическое и детальное изучение поля придонных скоростей воды на шельфе мористее зоны разрушения волн. Такие исследования можно осуществить с помощью сети автономных приборов, установленных на дне, а также путем измерений со специальных эстакад или из подводных лабораторий. Следующим шагом

должно быть измерение мутности в придонном слое и изучение изменений состава донного грунта и мощности его слоя с одновременным измерением скоростей воды, а также наблюдения за деформацией рельефа и динамикой периодических микро- и мезоформ во внешней части береговой зоны. Изучение оттока вод из прибойной зоны и вызываемого этим оттоком выноса обломочного материала особо интересно для исследования отмелей песчаных побережий, где в процессе перемещения наносов из прибойной зоны на шельф, по-видимому, происходит наиболее интенсивная дифференциация и образуются концентрации тяжелых минералов.

Известный интерес представляет возможность уточнения нижней границы береговой зоны. Однако для такого уточнения требуется более полное представление о литодинамике шельфа в целом. Приведенные ранее специфические черты динамики береговой зоны еще не позволяют сами по себе четко отграничить ее от остального шельфа. В настоящее время нижняя граница этой зоны обычно проводится по изобате, соответствующей глубине, равной одной трети длины наибольших, ежегодно повторяющихся волн или примерно десяти их высотам. В крупных морях обе величины достаточно близки, но в океанах они могут существенно расходиться. Указанная граница соответствует началу трансформации волновых движений и появлению асимметрии волновых скоростей в придонном слое. Но эти признаки едва ли достаточны для выделения береговой зоны как специфической литодинамической области шельфа.

Нередко внешнюю границу береговой зоны отождествляют с верхней границей постоянного залегания илов. Однако вряд ли такое определение правомочно во всех случаях. Очевидно, граница ила определяется не только интенсивностью движений воды и турбулентностью, но и количеством поступающего в береговую зону илистого материала, и, если придерживаться такого определения, во многих случаях, особенно вблизи устьев крупных рек, береговая зона вообще отсутствует. С другой стороны, подвижность донных илов зависит не только от турбулентности придонного слоя и величины придонных скоростей, но в очень большой степени и от состояния самих илов. Таким образом, вряд ли имеет смысл искать определение границы береговой зоны, исходя из литологических признаков. Но при попытках динамического определения этой границы следует учитывать, что специфические процессы береговой зоны могут в разные годы и сезоны распространяться на разные глубины шельфа и что в каждом отдельном случае оценка ее нижней границы едва ли имеет существенное значение. Можно лишь ориентировочно указать те глубины, на которых заведомо маловероятно в данном районе преобладание процессов береговой зоны и в этом смысле граница, соответствующая глубине, равной одной трети длины наиболее крупных штормовых волн, может считаться достаточно надежной, хотя

для океанического шельфа она, вероятно, окажется сильно завышенной. В то же время интенсивность экзогенных перемещений материала на шельфе очень существенна, по-видимому, и за пределами этой изобаты. К числу признаков таких перемещений можно отнести сравнительно малую мощность осадков шельфа, указывающую на преобладание транзита, наличие многочисленных выходов реликтовых грубых наносов, не перекрытых более тонкими современными осадками (Ditz, 1963; Nasu, 1964), на обилие крупных подвижных аккумулятивных форм типа песчаных волн, наблюдающихся вплоть до бровки шельфа, и, наконец, на обычные выходы коренных пород и грубого материала вблизи внешней границы шельфа.

### ГИДРОДИНАМИКА ШЕЛЬФА

477  
Рассмотрим современные представления о движениях воды на шельфе за пределами области полного господства процессов береговой зоны. В последние годы появился ряд работ, в которых авторы пытаются разграничить и более четко определить понятия «волновая база» и «предел волновой абразии». По-видимому, под этими терминами следует понимать нижний предел движения материала литосферы волнением (волновая база) и предел рельефообразующего действия волнения. Обсуждение этих понятий и попытка их разграничить возникли в основном из стремления оценить и ограничить роль волнения (особенно современного) в формировании материковой отмели (Ditz, 1963; Guilcher, 1964). Большинство авторов вполне резонно отмечают, что основной областью волновой эрозии, и тем более абразии, является прибойная зона, внешняя граница которой вряд ли располагается глубже десяти метров. В то же время в условиях открытого океанического побережья весь шельф лежит обычно в пределах глубин, на которых при сильнейших штормах придонные скорости достигают десятков сантиметров в секунду, т. е. он явно располагается выше волновой базы (Dgarer, 1967; Hadley, 1964a). Несмотря на это, следует оценить роль понятия «волновая база» в выделении тех или иных литодинамических ландшафтов.

В свое время (Лонгинов, 1963) указывалось, что для оценки роли волнения в формировании рельефа дна и в перемещении наносов следует учитывать не способность волнения к приведению в движение донных отложений, а его способность к их однозначному перемещению. Отсюда следует, что положение волновой базы в ее современном понимании не является существенным признаком того или иного литодинамического ландшафта океана и роль волнения за пределами береговой зоны сводится к роли мощного вспомогательного фактора, содействующего перемещению осадков иными гидрогенными факторами,

но не способного самостоятельно переносить материал литосферы. Таким образом, на большей части шельфа перемещение осадков осуществляется иными движениями воды, хотя бы и с меньшими абсолютными значениями скоростей, но с четко выраженной направленностью действия. Что же касается положения волновой базы, то интересно отметить, что еще 130 лет назад Сно с помощью обычного лота установил у открытого океанского берега глубину постоянного существования волновых рифелей и соответствующей сортировки наносов по крупности не менее 188 м; отдельные его наблюдения показали, что эта глубина достигает 200 м (Siau, 1841).

Мало еще известно о пределах распространения в сторону открытого моря возникающих в береговой зоне волновых течений, к которым относятся различные типы компенсационных течений, направленных в общем по нормали к береговой линии, а также компенсационные течения, связанные с изменениями этой линии в плане и направленные как от берега, так и вдоль него. Немногие данные наблюдений на Черном и Балтийском морях говорят о том, что такие волновые течения распространяются на глубины не менее 20 м (Коробова, 1968; Айбулатов, 1968), однако пути выхода этих потоков из береговой зоны, их движение на шельфе и положение в толще воды с возрастанием глубин остаются неизвестными.

В формировании компенсационных течений, направленных от берега, существенная роль может принадлежать нагонам, создаваемым непосредственно действием барических систем, возникающих над морем. Такие системы помимо создания ветровых полей, вызывающих в свою очередь развитие штормов, ветровых и волновых нагонов, способны создавать денивелляции уровня моря, компенсация которых может привести к возникновению отточных придонных течений.

Мне известны только теоретические исследования подобных денивелляций и вызываемых ими течений, например работа Ч. Бретшнейдера (Bretschneider, 1967).

Течениям на мелководье посвящено также немного работ. Основные сведения о них можно найти в публикациях Н. Д. Зубковой (1959) и И. Ф. Шадрина (1972). Несомненно, что на шельфе постоянно действуют течения, составляющие, так сказать, краевые области постоянных дрейфовых течений открытого моря, но их поверхностные скорости, как правило, невелики (около 20 см/сек). Возникают на шельфе и местные дрейфовые течения при действии ветров, дующих как вдоль берега, так и по нормали к нему. Измерениями В. Б. Титова и А. С. Осадчего (1967) на глубинах 20 и 31 м обнаружены такие течения со скоростями на поверхности до 16 см/сек и до 5 см/сек на высоте 1 м над дном. Этими авторами установлено, что в придонном слое максимум скорости течения располагается на горизонте, соответствующем глубине трения, — на расстоянии 6 м от дна при глубине 20 м и

на расстоянии 9 м от дна при глубине 31 м. На этом, нижнем, горизонте трения скорость течения более чем в 2 раза превосходила скорость на высоте 1 м над дном и равнялась ее значению в среднем слое. Эти же авторы установили, что в зоне влияния берега при любых ветрах преобладает вдольбереговая составляющая течения. При нормальных к берегу ветрах направление поверхностной скорости отклоняется на  $90^\circ$  от направления градиента уровня, а по мере приближения к дну ее вектор отклоняется влево. Эти весьма интересные наблюдения, к сожалению, имели довольно кратковременный характер и проводились лишь при небольшом ветре и в довольно специфических условиях Анапской дуги, где, вероятно, существенным было влияние конфигурации берега на компенсацию нагона. Таким образом, весьма возможно, что в измерениях отражались и скорости компенсационных течений, характерных для береговой зоны, и именно их влиянием можно объяснить возникновение направленной в открытое море составляющей скорости придонного течения. Вполне вероятно, что при ветровых нагонах такая составляющая будет сохраняться в придонном слое и на значительном удалении от берега. Величина ее в придонном слое на глубинах более 30 м вряд ли может превосходить 10 см/сек, а поэтому на поверхность дна она воздействует очень незначительно.

Однако делать какие-либо общие количественные выводы о придонных скоростях рассматриваемых течений в области шельфа, по-видимому, еще рано, так как необходимых для этого измерений произведено слишком мало и им уделяется еще далеко не достаточное внимание. В связи с этим интересно указать, что летом 1970 г. в районе Геленджика (Черное море) на глубине 31 м буквопечатающей вертушкой были дважды отмечены скорости течения на высоте 0,5 м над дном, достигавшие 60—70 см/сек. Эти течения были направлены вдоль берега (на юго-восток) и наблюдались при штилевой погоде и спокойном море. Проводившиеся в это же время водолазные наблюдения показали на этих глубинах бурное взвешивание донного материала (рыхлый ил) и перенос его течением в слое более 1 м над дном.

Специфическая картина возникает при движении струи мощного течения через проливы. При небольшой глубине и ширине пролива скорости течения в нем могут достигать десятков сантиметров в секунду и производить существенную работу не только по переносу песчаного материала, но и по эрозии дна. Особенно сильно эффект таких течений проявляется при взаимодействии с приливными течениями, и на выходе из пролива, при достаточном количестве наносов, нередко можно встретить крупные формы размыва и отложения типа желобов и валов, напоминающие подобные формы в речных дельтах. Но, видимо, лишь на немногих участках открытого шельфа устойчивые скорости постоянных и местных дрейфовых течений могут достигать в придонном слое значений более 20 см/сек. Однако и такие течения при

одновременном действии сильных штормов способны перемещать большие массы даже песчаных наносов по всей поверхности шельфа, главным образом вдоль изобат.

Значительно более мощным литодинамическим фактором являются приливо-отливные течения. Их роль в движении материала на шельфе известна уже давно, и еще в 30-х годах Ван-Вееном (Van Veen, 1935, 1936) были описаны крупные песчаные формы, образование и перемещение которых можно было связать только с действием приливных течений. Именно на шельфе, и особенно в окраинных морях со сложной конфигурацией береговой линии, скорости приливных течений достигают максимальных значений и оказываются асимметричными во времени, т. е. способными создавать однонаправленное перемещение наносов. Наиболее изучены такие течения в Северном море, на шельфе Британских островов и у побережья США. В этих районах велись в последние годы специальные наблюдения за распределением скоростей приливных течений по вертикали, за перемещением песчаных масс и возникающими при этом формами донного рельефа.

В районе Британских островов и западного побережья Европы систематические измерения и наблюдения ведутся английским Национальным институтом океанографии, в основном в связи с изучением динамики крупных песчаных волн и отмелей. При этом в последние годы особое внимание обращается на измерение придонных скоростей, установление основных струй приливных течений и соответствующего им перемещения материала на дне. Д. Кортрайт и А. Вудс (Cartwright, Woods, 1963) провели циклы непрерывных двухсуточных измерений скоростей приливного течения в районе банки Ла-Шапелль близ Бреста на горизонтах 10 м над дном и 12 м под поверхностью в ноябре и июле. Наибольшие полученные ими скорости составляли около 50 см/сек. В ноябре 1962 г. Дж. Каррузерс (Carruthers, 1963) произвел ряд измерений придонной скорости приливных течений на этой же банке на глубине около 150 м. На высоте 30 см над дном им получены скорости от 15 до 25 см/сек, что значительно больше ранее предполагавшихся величин.

Очень интересные систематические измерения в придонном слое приливного течения проведены в США (Sternberg, Creager, 1965; Sternberg, 1967) в канале Пюджет Саунд (штат Вашингтон). Р. Стернбергом сконструирован специальный комплекс приборов, включающий телевизор для наблюдения дна, четыре измерителя скорости с роторами Савониуса на горизонтах 10, 26, 46 и 146 см над дном, устройство для отбора проб взвесей и донных проб; все приборы смонтированы на треноге. Измерения производились отчасти с целью определения профиля скорости течения в придонном слое, а отчасти в связи с исследованием этим автором перемещения рифелей и песка

донным течением. Скорость измерялась на глубине 20 м при величине ее на поверхности до 75 см/сек. Определялись средние за пять минут значения скоростей на всех горизонтах измерений и было установлено, что эта величина для горизонта 10 см от дна очень слабо коррелирует как с величиной для высоты 1 м, так и со средней скоростью течения для всей толщи потока (при рифельном дне последняя составляла около 50 см/сек, а скорость на высоте 10 см — около 25 см/сек).

Д. Пиджингером (Пиджингер и др., 1966) проведены измерения течений в верховьях подводного каньона Монтерей (Калифорния) на глубине около 20 м, в 4,8 м от дна каньона. Получены скорости до 41 см/сек, являющиеся, очевидно, компенсационными скоростями по отношению к приливным движениям воды на шельфе и в то же время, по-видимому, связанные с сейшевыми колебаниями уровня, вызываемыми также приливными течениями. Измерения придонных скоростей в верховьях подводного каньона Рио-Бальзас (Мексика) производились Е. Римницем (Reimnitz, 1971). Во время сильного шторма в зоне разрывного течения с поверхностной скоростью до 2 м/сек он наблюдал в каньоне на глубине 18 м, в слое около 1 м от дна пульсирующие скорости до 1 м/сек. Римниц считает, что пульсация придонных скоростей находилась в фазе с пульсацией прибойных биений, однако причина возникновения этих скоростей остается не вполне ясной. Результаты измерения течений в верховьях подводных каньонов Калифорнии приведены также в статье Ф. Шепарда и Н. Маршалла (Shepard, Marshall, 1969). Авторы пытались установить связь наблюдаемых течений с приливными движениями и указывают на постоянное превышение скоростей сточного течения в каньоне над приливным. Эти измерения, как и немногие другие, проведенные в 60-х годах, не являются систематическими исследованиями придонных скоростей, вызываемых приливными движениями вод; они либо преследуют некоторые частные цели, либо имеют в известной мере случайный характер. Наиболее интересны, на мой взгляд, работы Стернберга, однако они велись в весьма специфических условиях узкого канала и имели характер скорее экспериментального лабораторного исследования, чем сбора систематических сведений о явлении в разнообразных природных условиях.

В связи с литодинамическими проблемами шельфа интересно указать на теоретическую работу П. Гроена (Groen, 1967), в которой автор, исходя из известного факта асимметрии приливных движений на мелководье, показывает, что результатом такой асимметрии графика изменения скорости приливного течения должно явиться однонаправленное перемещение взвешенного материала. Однако это перемещение установлено в направлении распространения приливной волны, что не может быть использовано для решения проблемы выноса материала с шельфа на большие глубины. По-видимому, таким путем мож-

но получить аналогичное решение и для перемещения приливным течением донного влекомого материала в приливе с симметричным расходом и равными максимумами скорости в обеих фазах.

В последние годы все чаще в литературе встречаются указания на возможность перемещения материала на шельфе под действием внутренних волн. Р. Дитц (Dietz, 1963) пишет о возможной роли турбулентности, создаваемой этими волнами, в перемещении наносов с шельфа на большие глубины. Д. Кортрайтом (Cartwright, 1959) разработана теория о роли внутренних волн в формировании и перемещении крупных песчаных волн. Эта теория была подтверждена данными измерениями А. Страйда и М. Таккера (Stride, Tucker, 1960). Внутренние волны на шельфе связываются пишущими о них авторами с действием приливного течения на толщу воды, обладающую скачком плотности. Сколько-нибудь полной теории этого явления применительно к перемещению твердого материала в донном контактном слое пока нет, нет и соответствующих натуральных или лабораторных измерений, если не считать упомянутых косвенных наблюдений Страйда и Таккера. Однако возможность литодинамического эффекта внутренних волн и связанных с их деформацией и разрушением движений воды представляется весьма вероятной и требует дальнейшего изучения.

Сравнительно длительные исследования придонных течений и распределения осадков на шельфе проведены в заливе Монтерей (Калифорния) С. Вольфом в 1966—1967 гг. (Wolf, 1970). В период с июня по март им велись измерения придонных течений на тридцатиминутных станциях по двенадцати профилям, нормальным к берегу залива. Границу шельфа в нем Вольф проводил примерно по изобате 70 м. В центральной части залива расположен каньон Монтерей, ось которого делит шельф на северную и южную части. В обеих частях наблюдается довольно пестрая и неустойчивая картина течений с максимальными придонными скоростями за пределами 20-метровой изобаты около 25 см/сек. Значительно большие скорости замерены в каньоне: до 70 см/сек на глубине 50 м и до 25 см/сек на глубине 90 м. Течения в нем очень неустойчивы по направлению, которое часто менялось на 180° в течение 15 минут. На основании своих исследований Вольф делает в отношении залива Монтерей очень интересный общий вывод. Он считает, что в летний период здесь в среднем преобладают подъем вод по руслу каньона и общая аккумуляция тонкозернистого материала в береговой зоне. В зимний, штормовой период преобладает сток по каньону и связанный с ним вынос осадков на большие глубины. Такой вывод представляется вполне логичным и соответствует общей закономерности динамики пляжей, отмечавшейся многими авторами. Вполне вероятно, что при наличии на шельфе каньонов и при существенной вогнутости береговой линии эта закономер-

ность может быть распространена за пределы береговой зоны или, во всяком случае, на значительно большую область глубин, чем у ровного берега с параллельными урезу изобатами.

Как следует из этого обзора, краткость которого отражает и немногочисленность соответствующих исследований, существующие представления о движении воды над шельфом не позволяют создания более или менее надежной и обоснованной схемы перемещения наносов за пределами береговой зоны. Если при этом для шельфов океана и приливных морей еще можно наметить хотя бы комплекс факторов, способных привести к перемещению донного материала и взвесей от берега в сторону материкового склона, то для бесприливных морей весьма скромны даже возможности построения каких-либо гипотез, поскольку единственным экзогенным фактором, способным создать однонаправленное перемещение материала на большей части шельфа, в этом случае оказываются только дрейфовые течения, непосредственно возникающие на шельфе, при дополнительном взвешивающем, но не перемещающем действии волновых скоростей. Очевидно, имеющийся материал по гидродинамике шельфа пока не позволяет надежно анализировать результаты литодинамических наблюдений или же строить общую картину динамики твердого вещества на нем аналогично тому, как это было сделано для береговой зоны.

Следует остановиться еще на одной области гидродинамических исследований, проводимых на шельфе,— на изучении вертикальной эпюры скоростей в придонном слое потока. В 30-х годах измерения в придонном слое были проведены Ван-Вееном в приливном течении Ла-Манша (район Дувра) на горизонтах 15 и 50 см от дна (Van Veen, 1936). В послевоенные годы аналогичные измерения провел Г. Мосби (Mosby, 1949), а вслед за ним, более тщательно, придонные скорости у открытого берега измерялись Р. Лессером (Lesser, 1951) на горизонтах 20, 40, 80 и 160 см над поверхностью илистого, песчано-илистого и песчано-гравелистого дна. Измерения велись с закоренного судна на глубинах около 45 м, заведомо ниже границы действия волновых скоростей. В результате было получено хорошее соответствие распределения скорости логарифмическому закону Прандтля, хотя значения шероховатости были значительно более высокими, чем предполагалось, возможно, из-за знаков ряби на дне. На горизонте 160 см скорость течения составляла 40 см/сек, а на горизонте 20 см — всего 28 см/сек.

Я привожу данные этих, сравнительно старых, работ, так как после них мне подобные исследования неизвестны вплоть до последних измерений Стернберга, о которых уже говорилось. Им также получена эпюра, подтверждающая логарифмический закон изменения скорости в придонном слое (Sternberg, 1967). Однако для перехода с помощью логарифмического закона от

скоростей, замеренных на обычных горизонтах, принятых для гидрологических работ (порядка 5 м от дна и более), к местным придонным скоростям необходимо знать характеристику шероховатости дна, а именно эта характеристика и способ введения ее в уравнение Прандтля для условий морского дна остаются далеко не ясными. Во всяком случае, шероховатость в натуральных условиях, как правило, существенно иная, чем для тех же грунтов при определениях в лаборатории.

В середине 1971 г. были опубликованы результаты работ Р. Ченнона и Д. Гамильтона (Channon, Hamilton, 1971) у юго-западного побережья Англии. Авторы измеряли придонные скорости в слое 2 м на 15 станциях в различные фазы прилива на пяти горизонтах между глубинами 14 и 114 м. Измерения производились пропеллерными вертушками, и результаты осреднялись за отрезки времени от 15 до 100 минут. Обработка материалов измерений показала, что логарифмический профиль, соответствующий уравнению Кармана—Прандтля, действительно существует над песчаным дном при скоростях на горизонте 100 см от 10 до 100 см/сек и не наблюдается лишь при меньших скоростях. Обычным режимом пограничного слоя можно считать переходный от «гладкого» к «шероховатому», а расчетная шероховатость достигает 7—10 см, что близко к наблюдаемой в этом районе высоте рифелей. Скорость на горизонте 100 см обычно оказывается близкой к половине поверхностной скорости приливного течения, приводимой в таблицах приливов. Эти измерения вместе с данными Стернберга, по-видимому, позволяют достаточно надежно судить о придонных скоростях на шельфе по поверхностным, по крайней мере для песчаного рифельного дна.

Исследуя характер распределения придонных скоростей приливного течения над крупными песчаными волнами, Дж. Смит (Smith, 1969) обнаружил, что эпюры этих скоростей отличаются от логарифмики над передним и задним склонами указанных волн и соответствуют логарифмическому закону только над небольшими горизонтальными участками на их вершинах.

## ЛИТОДИНАМИКА ШЕЛЬФА

Перейдем теперь к основной нашей задаче — рассмотрению материалов по литодинамике шельфа. Следует сразу же оговориться, что эти материалы лишь условно можно назвать сведениями о литодинамике, поскольку натурные данные пока лишь в редких случаях содержат сведения непосредственно о перемещении материала. В основном это материалы о характере дна: его морфологии и составе слагающих его наносов. Лишь с помощью тех или иных гипотез авторы пытаются приблизиться к пониманию протекающих на шельфе литодинамических про-

цессов. Трудности такого приближения очень велики прежде всего потому, что пока отсутствует возможность воспроизведения этих явлений в лабораторных условиях, отсутствуют надежные сведения о гидродинамическом режиме придонного слоя и затруднительны правдоподобные аналогии со сходными процессами в субаэральных условиях.

Попыток построения общей картины литодинамики шельфа еще очень мало. Одной из последних работ в этом направлении является большая статья Д. Свифта (Swift, 1970). Он пытается показать, что на всем протяжении шельфа проявляются литодинамические процессы, в основном волновые, приводящие к градационной сортировке наносов по убывающей в сторону моря крупности. Этой сортировке подвержены как современные, так и реликтовые осадки. Справедливо защищая концепцию о литодинамической активности шельфа и непрерывности субаквальных процессов дифференциации и перемещения материала в сторону материкового склона, Свифт очень туманно описывает механизм этих процессов. Полностью принимая для береговой зоны концепцию нейтральной линии в изложении американских экспериментаторов (например, Иглсона, Иппена и др.), он распространяет ее и на внешнюю бровку шельфа, признавая, однако, непригодность постулируемого этой концепцией равновесия волновых скоростей и силы тяжести для средней части шельфа, где уклоны очень малы. Для этой части названный автор не находит надежной замены эффекту силы тяжести и указывает на существование во всей средней области шельфа неупорядоченного перемещения наносов без определенного итогового эффекта. Однако далее он представляет эту область «броуновского движения» в качестве транзитной зоны диффузионного переноса осадков от береговой зоны к материковому склону, полагая такую диффузию необходимой при несомненном наличии источников мелкообломочного материала, с одной стороны, и их стока — с другой. Рассматриваемая работа интересна общей тенденцией ее автора к литодинамическому анализу шельфа, постулированием подвижности осадков на всем его протяжении, а также обилием использованных материалов и большим списком литературы. Однако мне кажется, автор далеко не полностью учитывает гидродинамические факторы, действующие в придонном слое моря на шельфе. В частности, при построении столь широких гипотез в самом первом приближении, как это и сделано Свифтом, можно было бы использовать прежде всего представление о существовании на шельфе результирующего стока вод в придонном слое от береговой зоны в море, компенсирующего преобладание волнового переноса воды в поверхностном слое от открытого моря к берегу при наиболее сильных штормах.

Пожалуй, наибольшее количество среди сравнительно немногих работ по литодинамике шельфа относится к описанию морфометрии и динамики крупных песчаных волн и гряд. Как уже

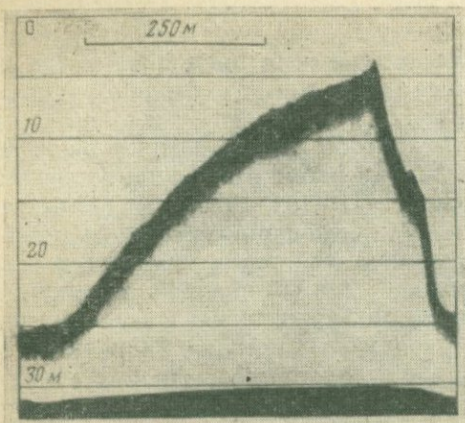


Рис. 1. Профиль поперек четко асимметричной гряды Варн (Van Veen, 1936)

Внизу дан профиль без искажения масштаба

отмечалось, наиболее интенсивно исследования этих форм ведутся английскими учеными в районах, прилегающих к Британским островам и к западному побережью Европы. Отдельные работы посвящены аналогичным исследованиям района Ньюфаундлендской банки, а также шельфов в районах Новой Шотландии, Мексиканского залива и Флориды.

Хотя процесс образования на шельфе указанных крупных песчаных форм и их динамика еще слабо изучены, все же будем различать эти формы по их положению относительно направления преобладающего в данном районе течения. Назовем волнами формы, фронт которых располагается примерно перпендикулярно направлению формирующего их течения, а грядами — формы, вытянутые по этому направлению (Чахотин, Медведев, Лонгинов, 1972). Опубликованные в литературе сведения о тех и других формах сведены в табл. 1 и 2.

Начало современным исследованиям песчаных волн и сходных с ними форм, по-видимому, было положено Ван-Вееном, получившим в 1934 г. первые эхограммы таких волн на поверхности банок Северного моря. На эхограммах профилей, выполненных поперек оси банок, видно, что это крупные симметричные или асимметричные (например, одиночная гряда Варн, рис. 1) образования, вершины которых иногда не достигают поверхности моря всего на 5—7 м; ширина их может быть от одного до нескольких километров, а длина крупных гряд достигает десятков километров. На эхограммах профилей, выполненных вдоль оси гряд, видно, что они покрыты крупными поперечными песчаными волнами с амплитудой в несколько метров и шагом (расстояние между гребнями) до сотен метров (рис. 2, а).

Данные Ван-Веена (Van Veen, 1935, 1936) не потеряли значения и в наши дни. Полученные им профили и их описание показывают, насколько сложны песчаные формы на шельфе приливного

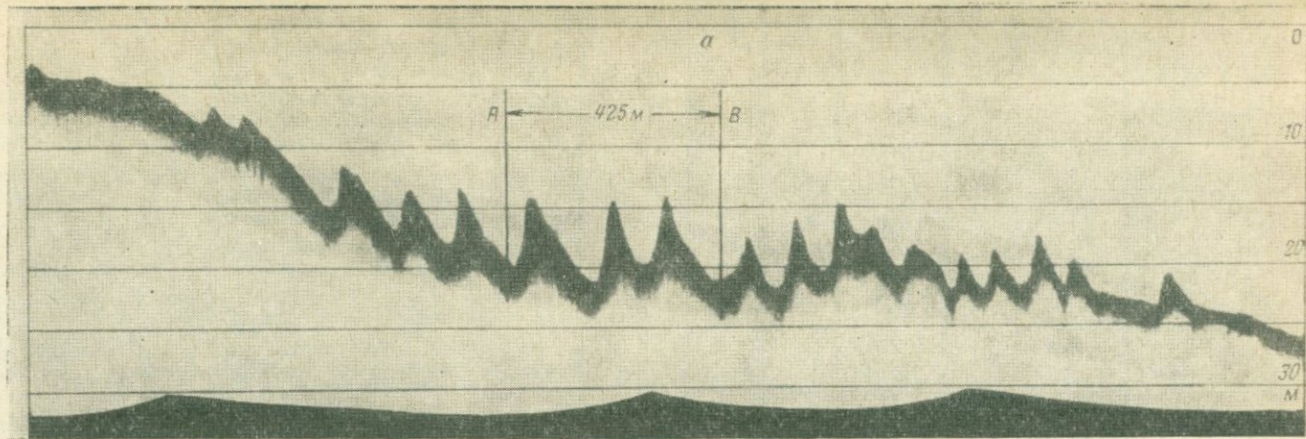


Рис. 2. Эхограммы по продольной оси северной части гряды Варн (а) и поперек гряды Фаллс (б) в южной ее части (Van Veep, 1936); внизу — профили на участках А—В без искажения масштаба; высота крупных продольных волн на гряде б соизмерима с ее высотой

Параметры песчаных гряд на шельфе

Таблица 1

Местонахождение	Описание	Характеристика					Скорость течения, м/сек	Источник информации
		длина, км	ширина, км	шаг (λ), км	высота (h), м	λ <sub>ср</sub> /h <sub>ср</sub>		
Западно-Корейский залив	15 четких параллельных гряд на глуб. 35—40 м*	60—90	2—3	6**	20—31	250	1,0 (поверхн.)	(Off, 1963)
Камбейский залив (Западная Индия)	4 попарно параллельные гряды	70	2	15—20	26—31	600	—	То же
Персидский залив	12 гряд у выхода из залива	20—50	2—4	2—4	4—16	300	0,5 (поверхн.)	» »
Мезенский залив (Белое море)	4—5 крупных параллельных гряд на глуб. 30—35 м	40	5—6	10—30	30	—	2,0—3,0 (поверхн.)	(Чахотин и др., 1972)
Устье Амазонки	5 песчаных гряд, покрытых илом	35—75	2—3	8	14	570	2,5 (поверхн.)	(Off, 1963)
Устье Ганга (Бенгальский залив)	20 гряд, расположенных веером у головы каньона	20—60	4—7	9—16	7—9	1500		То же
Сингапурский пролив	4 гряды	10	2	4	18	220		» »
Малайский пролив	9 гряд в юго-восточной части пролива	20—75	2—3	4	24	160		» »
	8 нерегулярных гряд в северо-западной части пролива	7—12	1—2	2,5	7	350		» »
Южная часть Северного моря в районе пролива Ла-Манш	Одиночные гряды, покрытые поперечными песчаными волнами: гряда Фаллс, симметричная на глуб. 20 м	40			13		0,4 (15 см от дна)	(Van Veen, 1935)

	гряда Вест Хиндер, симметричная на глуб. 18 м	20			15		То же	То же
	гряда Варн, асимметричная на глуб. 25 м	10—12	0,75		20		» »	(Van Veen, 1936)
Северное море у берегов Бельгии	Фламандские гряды, нерегулярные (разбросанные песчаные банки), на их поверхности поперечные песчаные волны	10—20			5			То же
Пролив Вайнгард Саунд (Массачусетс, США)	Гряда Миддл-Граунд, одиночная асимметричная, на глуб. 8 м, на ней поперечные песчаные волны	7	0,6		12		1,2 (поверхн.); 0,4 (6 см от дна)	(Smith, 1969)
Устье р. Гамбии (Западная Африка)	9 нерегулярных гряд, перпендикулярных берегу	20—35	1—3,5	4—11	6	1100	0,8 (поверхн.)	(Off, 1963)
Близ побережья Сомали (Восточная Африка)	3 гряды параллельных берегу	Меньше 9	1—2	2	14	150		То же
Северное море (близ побережья Норфолка)	50 довольно периодичных гряд	30—75	1—2	11	24	450	0,7 (поверхн.)	» »
Залив Мэн (банка Джорджес)	20 крупных гряд северо-западного направления, на глуб. 25—30 м	20—60	2—4	7	15—30	350	0,5—1 (поверхн.)	(Stewart, Jordan, 1964)
Близ восточного побережья Австралии	7 разбросанных гряд	20	2	4	15	250	1,0 (поверхн.)	(Off, 1963)
В р-не о. Принца Уэльского (Северная Австралия)	13 разбросанных гряд	4—9	1—2	4	12	330	1,0 (поверхн.)	То же

\* Здесь и далее глубина дается до подошвы ложбины между грядями. \*\* Одна цифра — результат некоторого случайного одиночного измерения.



моря и как в их рельефе и распределении отражается весь комплекс действующих на шельфе гидрологических факторов. Если генеральное направление крупных песчаных банок Северного моря с превышением гребней над окружающими глубинами в 10—15 м и длиной в десятки миль определяется системой приливных течений и, возможно, стоком крупных рек, то рельеф их

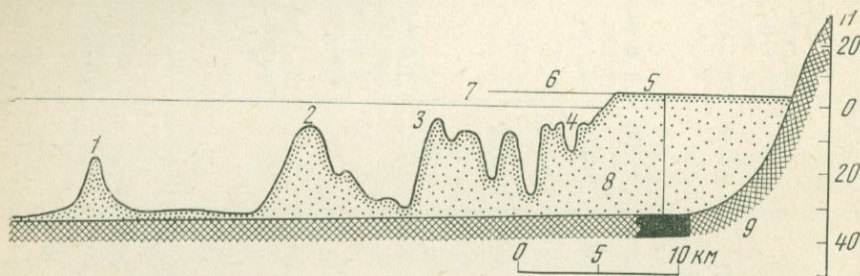


Рис. 3. Разрез через фламандские гряды на север-северо-запад от Дюнкерка (Van Veen, 1936)

Гряды: 1 — Сандетти; 2 — Руйтинген; 3 — Дикк; 4 — рейд Дюнкерка; 5 — дамба; уровни: 6 — прилива; 7 — отлива; 8 — песок; 9 — коренные породы

поверхности, по-видимому, создан в значительной мере штормовыми волнами. Склоны банок покрыты асимметричными поперечными песчаными волнами, движущимися под действием встречных приливно-отливных течений; на поперечном же профиле банки можно видеть крупные симметричные песчаные волны высотой 5—10 м и длиной в среднем 100 м, созданные, очевидно, волнением. Нередко превышение гребня банки над окружающим дном с глубинами около 40 м имеет тот же порядок, что и высота покрывающих ее поверхность песчаных волн (рис. 2, б).

По данным своих наблюдений в Северном море и в проливе Ла-Манш Ван-Веен установил, что крупные банки длиной в несколько десятков миль, вытянутые в направлении течения, образуются при больших запасах песка на сплошной песчаной поверхности. Если же запасы песка могут быть собраны действием течения в аккумулятивные формы, расположенные на ином грунте, обнажающемся между ними, то эти формы ориентируются перпендикулярно направлению течения и имеют малую длину. Скорости течения в придонном слое (15 см над дном), измеренные Ван-Вееном в районе Дувра, составляли 40—60 см/сек, в 10 м от поверхности моря — до 1,5 м/сек. Учитывая, что глубины над банками, расположенными за пределами пролива, меньше, можно полагать, что и там придонные скорости составляли не менее 30 см/сек.

На рис. 3 показан разрез через фламандские гряды в районе Дюнкерка. Гряды образуют серию довольно симметричных горбов на плоском песчаном дне Северного моря.

Т. Офф (Off, 1963) на основе изучения карт систематизировал некоторые сведения о подводных грядах и составил сводную карту их географического распространения, на которой видно, что они встречаются в зонах широкого шельфа и мощных приливов. Он различает несколько характерных районов распространения гряд: а) у выходов из бухт и заливов, б) в дельтах и эстуариях рек, в) в проливах, г) у открытых берегов океана при больших амплитудах прилива и д) в окраинных мелководных морях.

Офф дает описание гряд различных типов, соответствующих этим районам. К первому типу он относит серию из 15 хорошо выраженных параллельных гряд в Корейском заливе (рис. 4). Средний их шаг около 6 км, средняя высота 20 м (а наиболее крупных — до 30 м) при протяженности до 90 км. Образованы эти формы сильными приливными течениями, действующими в заливе (до 2 м/сек), и являются весьма устойчивыми. Столь же крупными могут быть гряды, образующиеся перед устьями рек и сложенные терригенным материалом. Примером таких современных образований могут служить четыре параллельные крупные гряды в устье р. Нармада (Западная Индия). Гряды можно обнаружить во всех проливах, где скорости приливных течений значительны и имеется достаточное количество песка. Как правило, в таких местах они немногочисленны (часто одиночные), сильно вытянуты и довольно узки. Примером могут служить гряды в проливах Ла-Манш, Сингапурском и др.

Как указывает Офф, гряды, формируемые у открытых берегов океана, где велики амплитуды приливов и где скорости приливных течений не превосходят 0,50—0,75 м/сек, могут иметь самую различную степень развития, но высоты их ограничены (5—8 м), а протяженность заключена в пределах 10—40 км. Такие формы встречаются у западного и восточного побережий Африки.

Наконец, наиболее распространены и изучены гряды на дне мелководных окраинных морей, например в южной части Северного моря, в заливе Мэн и на банке Джорджес. Поверхность их покрыта сложной системой подвижных песчаных волн, и сложены они обломочным материалом ледникового происхождения. К этой же категории Офф относит и гряды мелководных морей Индонезии и Австралии. Особенность последних в том, что они сложены песками, содержащими обломки кораллов и ракушки, а не ледниковым детритом. Офф также приводит табличку вычисленных им отношений средних высот гряд к среднему их шагу, но разброс получаемых величин крайне велик, что не позволяет выявить какой-нибудь четкой закономерности.

Упомянутая уже статья Смита (Smith, 1969) посвящена исследованию динамики и морфологии песчаной гряды Миддл-Граунд в узком проливе Вайнярд Саунд (США), где действуют сильные приливные течения. Эта гряда типична для данного района, включающего и гряды на банке Джорджес. Смит приводит результаты измерений и наблюдений на ней и гипотезу развития

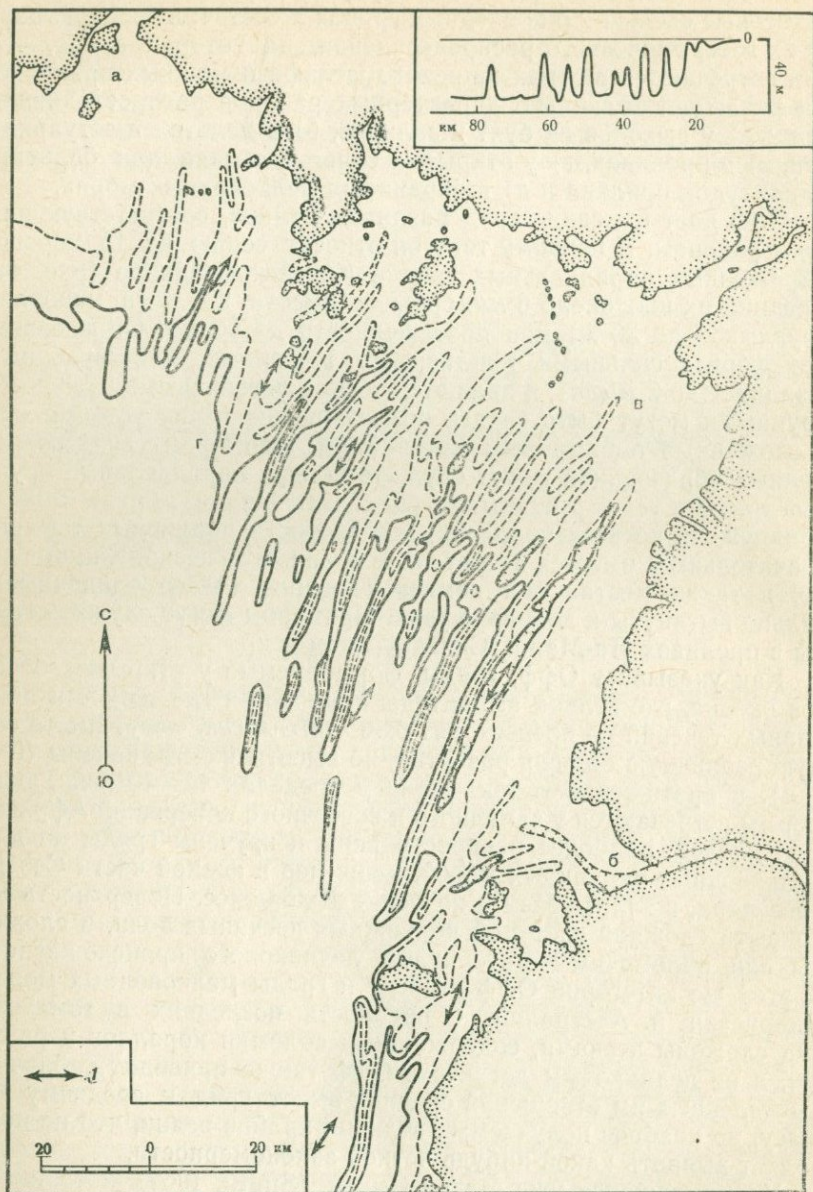


Рис. 4. Гряды, образованные приливными течениями в Корейском заливе (Oif, 1963)

*a* — устье р. Ялуцзян; *b* — устье р. Тэдонган; глубины: *в* — 9 м; *г* — 18 м; *1* — направление приливо-отливных течений; на врезке — типичный профиль через гряды.

как самой гряды, так и располагающихся на ней песчаных волн. Гряда Миддл-Граунд, как показали пробы грунта, собранные Смитом, состоит полностью из песка ( $Md=0,87$  мм) и лежит на грунте из глины и гравия ледникового периода. Крупность зерен и сортированность песка несколько уменьшаются от ее вершины вниз по склонам. Она возникла и постепенно росла в течение последних 8000 лет в результате процессов ветровой и волновой эрозии на ледниковой отмели, расположенной к западу от нее. Песок от отмели переносится в сторону гряды приливным течением, поверхностная скорость которого здесь составляет  $1,2$  м/сек. В настоящее время система отмель — гряда находится в равновесии, так как скорости течений у восточной оконечности гряды недостаточны для транспортировки дальше на восток песка большей и средней крупности, из которого она состоит.

Эхограммы разрезов, выполненных Смитом под углом к гряде, показали, что большие песчаные волны на разных ее склонах имеют различное направление асимметрии. Этот факт означает, что суммарный перенос материала песчаными волнами на противоположных склонах направлен в разные стороны. Такое заключение подтверждается измерениями придонной скорости приливных течений непосредственно над поверхностью гряды, произведенными одновременно на шести горизонтах от  $4$  см до  $2$  м над дном. На южном склоне приливное течение превосходит по скорости отливное (более крутой склон песчаных волн направлен на восток), в то время как на северном асимметрия волн определяется более мощным отливным течением. В результате водные и песчаные массы совершают около гряды круговорот против часовой стрелки. Песок же непрерывно поступает с отмели и переносится песчаными волнами по южному склону гряды до того пункта, где отливное течение становится преобладающим, и затем, огибая гряду, переносится в обратном направлении на запад по северному склону, где в конце концов и осаждается. Смит не приводит данных о количестве песка, поступающего с отмели, о запасе его в теле гряды и о количестве теряемого грядой более тонкого материала. Эхограммы показывают также, что направление асимметрии песчаных волн амплитудой до  $2$  м (при длине  $40$  м) на обоих склонах гряды меняется, т. е. эти волны полностью переформируются в течение каждого полуволны прилива. На основании подобных эхограмм Смит определяет, что на участке шириной  $1$  м гребня песчаной волны переносится за полуволну около  $50$  м<sup>3</sup> песка.

В статье он излагает гипотезу развития песчаных волн и гряд, основанную на предположении о характерном распределении турбулентной энергии над песчаными волнами, а именно: максимум касательного напряжения располагается выше гребня волны по течению, т. е. на ее наветренном склоне, что и обеспечивает ее рост и движение. Более подробно излагая гипотезу на примере песчаных волн, автор обобщает ее затем и на случай гряд.

Статьи Оффа и Смита являются пока единственными опубликованными работами, специально посвященными исследованию таких крупных и широко распространенных на шельфе океана аккумулятивных форм, какими являются продольные песчаные гряды, формируемые приливными течениями (см. табл. 1).

Детальные описания рельефа и строения гряд южной части Северного моря находим также в статье Дж. Хубольта (Houbolt, 1968), который рассматривает и гряды, и песчаные волны (он называет их мегарифелями), располагающиеся как на грядах, так и независимо от них. Пользуясь материалами сейсмического профилирования и бурения, а также полученными с помощью локатора бокового обзора и специальных грунтоотборников, Хубольт выяснил строение крупных банок и гряд района. По его данным часть из них сложена ледниковым материалом, а часть — послеледниковым выносом Рейна; гряда же Броун-банк и некоторые другие являются эрозионными формами, основное тело которых состоит из глинистых осадков, лишь с поверхности прикрытых тонким слоем песка. Автор приводит гипотезу образования гряд действием спиральных течений, ось которых располагается по оси ложбины между грядами. Указывая, что гребни гряд обычно расположены в зоне активного действия волн и, следовательно, должны размываться, Хубольт видит причину их консервации в возвращении материала размыва спиральными течениями из ложбин на склоны гребней. Непосредственных данных измерения таких течений он не приводит, а пользуется аналогиями с русловыми потоками и некоторыми косвенными признаками.

Значительно больше работ посвящено описаниям и попыткам анализа динамики песчаных волн на шельфе. Английскими исследователями значительное внимание уделяется в последние годы крупным формам района банки Ла-Шапелль в северной части Бискайского залива, вблизи Бреста. На гребне этой банки глубины сейчас достигают 150 м, тогда как в историческое время, по-видимому, здесь была отмель с глубинами всего в несколько метров. Уклоны внешних ее склонов достигают 1:9. Песчаным волнам этой банки посвящены, в частности, работы Дж. Каррузерса (Carruthers, 1963) и Д. Кортрайта и А. Страйда (Cartwright, Stride, 1958). На банке Ла-Шапелль, на участке протяженностью 5 миль вдоль бровки шельфа и 12 миль по нормали к ней располагается сложная система параллельных бровке песчаных волн со средней высотой около 8 м и максимальной до 12 м, при среднем шаге около 850 м. Английскими исследователями установлено, что эти волны располагаются перпендикулярно большой оси эллипса скоростей приливных течений, направленной здесь примерно на запад, асимметричны и по всем признакам медленно перемещаются в сторону бровки, перенося таким образом большие объемы песка с шельфа на материковый склон. Придонные скорости течения, по данным Каррузерса, как

уже указывалось, достигают на гребне банки  $25 \text{ см/сек}$ , а по данным Кортрайта и Страйда они способны перемещать не только песок, но и гравий. Каррузерс установил, что эти скорости асимметричны: при западном направлении их максимальная величина достигает  $29 \text{ см/сек}$ , а при восточном — всего  $23 \text{ см/сек}$ . Именно для песчаных волн этого района Кортрайтом выдвинута гипотеза об их перемещении внутренними волнами, возникающими здесь при наличии летнего слоя скачка под действием приливных течений. Действительно, без привлечения какого-либо дополнительного фактора, кроме приливных течений, трудно, видимо, представить возможность образования и перемещения столь крупных форм на этой глубине; аналогичные формы в русловых потоках формируются при максимальных паводковых расходах крупнейшей рек, т. е. при скоростях порядка  $1 \text{ м/сек}$  и более. Так, для Миссисипи Дж. Аллен (J. Allen, 1965) приводит наибольшие размеры поперечных гряд на глубине  $27 \text{ м}$ : высота  $5,5$ , длина около  $300 \text{ м}$ . Более крупные русловые формы обычно недостаточно морфологически четки, чтобы их можно было идентифицировать по происхождению и динамике с песчаными волнами на шельфе.

Н. Джонс, Дж. Кэйн и А. Страйд (Jones a. o., 1965) измерили южнее о. Мэн, на банке Уортс, перемещение крупных крутых песчаных волн с максимальной высотой до  $12 \text{ м}$ , средней высотой  $5,8 \text{ м}$  и средней длиной  $125 \text{ м}$  на глубинах от  $10$  до  $40 \text{ м}$ . При скорости течения  $25\text{—}50 \text{ см/сек}$  в  $30 \text{ см}$  над дном эти волны перемещались в течение двух летних месяцев в среднем на  $5\text{—}10 \text{ см}$  в день, а максимальное перемещение их гребней за один период прилива достигало  $74 \text{ см}$ . Однако вследствие сравнительно симметричной скорости приливных течений действие приливов в данном случае сводится не столько к перемещению песчаных волн, сколько к накоплению песка вдоль оси банки. Далеко не ясно, способны ли при замеренных скоростях приливного течения сформироваться волны таких размеров, следует ли и здесь искать некоторые дополнительные факторы, вроде внутренних волн, или же данные формы являются реликтом иных условий. Несомненно, скорости в несколько десятков сантиметров в секунду вполне достаточны, чтобы перемещать поверхностный слой песка на склонах гряд в виде рифелей или даже мезоформ типа волн с высотой в несколько десятков сантиметров и длиной в несколько метров (мегарифелей), но сводится ли весь механизм динамики крупных песчаных волн к движению по их поверхности волн меньших порядков, сказать трудно.

О направлении переноса песка принято судить по асимметрии приливных течений на поверхности (эллипс прилива) и по асимметрии профиля песчаных волн — более крутой склон обращен в сторону их распространения. Р. Белдерсон и А. Страйд (Belderson, Stride, 1969), ссылаясь на измерения придонных скоростей приливных течений, проведенные в северо-восточной части Ир-

ландского моря, пишут, что эти измерения подтверждают прямую связь асимметрии песчаных волн с асимметрией скоростей течения. В данном конкретном случае песок поступает в район со стороны Северного пролива и пролива Св. Георга и переносится песчаными волнами на восток вплоть до границы илистого пятна, где скорости приливных течений уже сравнительно невелики, менее  $45 \text{ см/сек}$ . Асимметрия придонных скоростей в разных местах района на горизонте  $4 \text{ м}$  над дном составляет  $77:54$ ,  $76:62$ ,  $103:92$  и т. п.<sup>1</sup> Смит в своей работе о динамике песчаной гряды Миддл-Граунд также подтверждает зависимость направления перемещения песчаных волн на ее теле от асимметрии придонных скоростей, измерявшихся им на горизонтах от  $4 \text{ см}$  до  $2 \text{ м}$  над дном.

Французские авторы, изучавшие динамику песчаных гряд в восточной части Ла-Манша (Berthois e. a., 1968), отмечают, что асимметрия приливных течений на горизонтах  $0,5—1,0 \text{ м}$  от дна выражена более четко, чем на поверхности. Помимо основного направления приливного течения вдоль гряд эти авторы отмечают действие перпендикулярного грядам течения, являющегося результатом отражения прилива от побережья в северо-западном направлении. Они пишут, что песчаные гряды в данном районе представляют собой неподвижные в настоящее время реликтовые образования, в то время как песчаные волны на их склонах довольно подвижны и направление их перемещения определяется совокупным действием основных и отраженных приливных течений.

На значительно более мелководной отмели Джорджес (банка Джорджес в районе Новой Шотландии) Х. Стюартом и Г. Джорданом (Stewart, Jordan, 1964) при водолазном обследовании на глубинах около  $5 \text{ м}$  была отмечена на гребнях волн при сильных приливных течениях гладкая фаза движения песка, движущийся слой которого водолаз оценивал примерно в  $1 \text{ м}$  (он не был в состоянии достать неподвижное дно). В то же время в ложбинах этих волн песок почти не перемещался. Такая картина наблюдалась при поверхностной скорости течения около  $1 \text{ м/сек}$  и крупности песка от  $0,5$  до  $1 \text{ мм}$ . Длина продольных гряд отмели около  $4$  миль при средней высоте гребней около  $7 \text{ м}$  над дном (глубина над которым около  $35 \text{ м}$ ). По-видимому, причиной перемещения песчаных волн к западу, составляющего около  $300 \text{ м}$  за  $25$  лет, является суммирование приливных течений с преобладающими в этом направлении волнениями. Авторы предполагают, что отмель в целом непрерывно медленно перемещается на запад, погребая под собой более древние гряды, располагающиеся на глубине  $35 \text{ м}$ , сложенные песком крупностью  $1 \text{ мм}$  и в настоящее время неподвижные, если не считать перемещения по их поверхности рифелей из более тонкого песка, сбрасываемого на эту глубину с отмели.

<sup>1</sup> Первая цифра — скорость при приливе, вторая — при отливе ( $\text{см/сек}$ ).

При сильном приливном течении указанные авторы наблюдали над поверхностью отмели возникновение стоячих волн, гребни которых разрушались и вновь возникали над поверхностью песчаных волн. Трудно сказать, играет ли это явление какую-либо роль в формировании или поддержании рельефа отмели. Вероятно, на столь малых глубинах (менее 10 м) непосредственного действия приливных течений оказывается достаточно, чтобы вызвать однозначное перемещение крупных песчаных волн или их миграцию. Что касается столь же или даже более крупных форм на глубинах порядка 150 м, как, например, гряды банки Ла-Шапелль, то, учитывая сравнительно небольшие величины придонных приливных скоростей, связанные, вероятно, со сравнительно открытым положением банки, приходится считать справедливой гипотезу Кортрайта о роли внутренних волн в динамике этих форм или следует ожидать появления иной гипотезы, вводящей другой дополнительный фактор, способный создать необходимые придонные скорости. В пользу гипотезы Кортрайта свидетельствуют наблюдения А. Страйда и М. Таккера (Stride, Tucker, 1960), проведенные ими в районе банки Ла-Шапелль. Этим авторам удалось зарегистрировать на эхограмме участка крупных песчаных волн промежуточный рассеивающий слой в толще воды, в котором довольно четко заметны деформации типа волн, близких по длине к песчаным.

Дж. Харвей (Harvey, 1966) описал крупные песчаные волны, находящиеся на глубинах около 150 м в северной части пролива Св. Георга (Ирландское море). Высота этих волн равна в среднем около 15 м, но наиболее крупная из них достигает 24 м; длина волн в среднем составляет 200 м. Волны, сложенные крупным песком, располагаются перпендикулярно действующему в проливе течению и пересекают депрессию, над которой скорость приливного течения на поверхности достигает 1 м/сек. Харвей предполагает, что столь крупные и крутые (крутизна склонов до 20°) песчаные волны не могли быть созданы только действием сравнительно не очень сильного донного приливного течения и что в их формировании также повинны внутренние волны, аналогичные действующим, по гипотезе Кортрайта, на банке Ла-Шапелль. Правда, измерения солености и температуры воды в проливе не показали резких колебаний их значений в какой-либо сезон, но Харвей считает (также в соответствии с указанием Кортрайта), что в данном случае скачок плотности может возникать за счет ее повышения в придонном слое из-за роста придонной мутности.

Специфическую картину, характерную для режима проливов, описывают для Ирландского моря В. Кэстон (Caston, 1965) и для Мексиканского залива Г. Сальсман с соавторами (Salsman a. o., 1966). Кэстон детально обследовала небольшой участок залива Тремадок (в заливе Кардиган) с глубинами 6—12 м, отделенный от основной площади залива отмелями, между которы-

ми расположен пролив с глубинами до 14 м. Участок покрыт небольшими очень правильными асимметричными песчаными волнами высотой 1—2 м и длиной 600—900 м. В юго-западной части обследованного района мощность песка больше и высота песчаных волн достигает 5 м. В плане волны изогнуты; обильны бифуркации. Приливные течения здесь имеют скорость всего 0,5 м/сек и направлены вдоль берега в глубь залива Кардиган. Указанный участок отделен от залива Кардиган рядом отмелей, частично достигающих поверхности воды, и основной сток при нагоне идет через пролив между ними. Особенно значительный нагон возникает при одновременном действии прилива и западных ветров; в этих условиях песчаные волны на дне становятся более четкими. В проливе, соединяющем заливы Тремадок и Кардиган, при сильных нагонах происходит эрозия дна, сложенного ледниковыми отложениями. Ей способствует большое содержание песка в выходящих из залива потоках. Направление движения песчаных волн (на юго-восток) также соответствует направлению стока из залива. Кэстон считает, вслед за Страйдом, что в условиях данного залива скорости приливного течения 0,5 м/сек достаточно для формирования волн, а их асимметрия и перемещение обеспечиваются разницей скоростей уже в 0,05 м/сек.

Сальсман описывает песчаные волны в заливе Эндрюс (Мексиканский залив), расположенном между устьем Миссисипи и Флоридой. Эти волны перемещаются в залив Эндрюс через широкий пролив при действии приливных течений, скорость которых здесь около 1,2 м/сек, и вносят в него большое количество песка. По данным 1934 г. дно залива было покрыто в основном тонким илом, а в настоящее время толща ила лежит на 1,2 м ниже оснований песчаных волн. Глубина на входе в залив около 11 м, средняя крупность песка 0,135 мм (от 0,5 до 0,06 мм), песчаные волны регулярные, асимметричные, с крутизной подветренного склона до 30°, высотой до 1 м и длиной до 20 м. Скорость приливного течения на высоте 55 см от дна достигает 40 см/сек. Водолазным обследованием установлено, что при отливе движение песка почти не наблюдается, а во время прилива его перемещение происходит на гребнях волн, в то время как песок, поступающий в ложбины, там и остается; это и приводит к поступлению большого его количества в залив. В течение двух лет наблюдений по реперу, установленному на одной из песчаных волн, обнаружено, что гребень ее передвинулся в сторону залива на 14 м, а высота уменьшилась на 10 см при неизменной длине 18 м. Сальсман указывает, что средняя скорость движения гребня волны пропорциональна пятой степени средней скорости приливного течения, что соответствует результатам лабораторных опытов И. Чанга (Chang, 1939) и Х. Лиу (Liu, 1953). Изменение режима залива Эндрюс, видимо, связано с расширением и углублением канала, соединяющего его с Мексиканским заливом.

В статье Г. Аллена с соавторами (Allen e. a., 1969) дается количественная оценка влияния амплитуды прилива на параметры песчаных волн на гряде. Авторы, инструментально исследовавшие режим одиночной песчаной гряды длиной 4 км в устье Жиронды, обнаружили прямую зависимость между вариациями высоты песчаных волн и периодическим изменением коэффициента прилива, причем изменение высоты волн несколько отставало от хода этого коэффициента. Волны возникали на гряде при скоростях течения более 1,5 м/сек, а при меньших скоростях наблюдалась рифельная фаза движения песка. Высота песчаных волн изменялась от 20 до 55 см, а средний их шаг постоянно составлял около десяти высот. Очевидно, речь в работе идет о песчаных дюнах (мегарифелях). Песчаные аккумулятивные формы в устьях рек в связи с условиями осадконакопления рассматриваются также в работах П. Баллада (Ballade, 1953), Коттона де Беннето (Cotton de Bennetot, 1969) и Ларсоннера (Larsonneur, 1969).

В работе Р. Дингла (Dingle, 1965), посвященной морфологии подводных песчаных волн, описана изолированная отмель (банка Норфолк) в Северном море, вблизи побережья Англии, примерно против Доггер-банки. Глубины на отмели составляют от 36 до 54 м и возрастают к западу, северу и востоку, где в связи с этим песчаные волны исчезают, хотя количество песка и не уменьшается. Отмель покрыта довольно регулярными асимметричными волнами, высота и длина которых увеличиваются к ее середине и достигают в центре соответственно 4,5 и 450 м. На отмели, полностью отснятой с помощью эхолота, обнаружено большое разнообразие типов песчаных волн и два основных направления их перемещения — к северу и к югу (к центру отмели от ее периферии). В этом направлении заметно растет и мощность песчаной толщи, составляющая на периферии банки около 5 м, а в ее центре — до 20 м. Дингл четко устанавливает зоны конвергенции песчаных волн и указывает, что в этих зонах наблюдается уменьшение глубины и образование холмов, покрытых волнами. В то же время ближе к берегу, в западной части отмели, по-видимому, существует и зона дивергенции, волны в которой стабильны и очень регулярны. В статье нет данных о скоростях течений и нет указаний относительно основного фактора перемещения волн: являются ли им только приливные течения, или же сумма приливных течений с преобладающими волнениями. Во всяком случае, приводимый автором материал очень наглядно показывает интенсивное перемещение песчаных волн в различных направлениях и их роль в формировании рельефа отмели в целом.

Как уже указывалось, Мак-Кэв (McCave, 1971a) полагает, что в условиях Северного моря наименьшей для возникновения приливных песчаных волн является глубина 18 м. На меньших глубинах, по его мнению, образованию их препятствуют значительные переменные волновые скорости в придонном слое, при-

водящие к интенсивному взвешиванию песка. В то же время Мак-Кэв, так же как Сальсман и Аллен с соавторами, пишет, что песчаные волны и мегарифели образуются на поверхностях приливных гряд и банок, поднимающихся и на меньшие глубины. Он считает, что в этом случае действуют некоторые иные закономерности. Одной из возможных причин этого несоответствия, видимо, может быть различие в асимметрии придонных волновых скоростей в береговой зоне на глубине 18 м и на том же горизонте над банками, располагающимися на глубинах в несколько десятков метров, а также и расстояние от уреза. Для суждения о границах нахождения песчаных волн Мак-Кэв пользуется величиной «средней волновой эффективности» (произведение повторяемости волнений на куб средней максимальной придонной волновой скорости).

В другой статье этот же автор (McCave, 1971б) детально описывает песчаные волны у берегов Голландии. Высота их достигает 7 м, уменьшаясь в направлениях к морю и к берегу до 2 м, при шаге от 200 до 500 м. Исчезновение волн далее в море он объясняет уменьшением асимметрии приливного эллипса, а ближе к берегу — ростом «волновой эффективности». В этой статье указываются следующие условия существования песчаных волн на шельфе: 1) скорость приливного течения на среднем горизонте не менее 0,6 м/сек; 2) малая волновая активность (глубины более 18 м); 3) значительная асимметрия приливного эллипса. При существенном переносе песка во взвеси поверхность указанных волн в описываемом районе покрывается мегарифелями, а при дальнейшем росте придонных скоростей их параметры уменьшаются. Форму и параметры песчаных волн Мак-Кэв пытается связать с отношением донного расхода песка к полному. В рассматриваемой работе находим одну из наиболее обоснованных попытки качественного литодинамического анализа условий формирования песчаных волн с использованием результатов теоретических и экспериментальных исследований ряда авторов. Однако стремление Мак-Кэва рассматривать волнение только как фактор, препятствующий развитию песчаных волн, вряд ли обоснованно. Помимо «волновой эффективности» при оценке роли волнения следует учитывать постоянство или изменчивость направления штормов и степень асимметрии действующих в придонном слое волновых скоростей. Немаловажным фактором современной динамики песчаных волн должно явиться, вероятно, взаимодействие водных потоков с самими формами. Можно думать, что столь крупные формы рельефа, раз возникнув, сами определяют в значительной мере гидродинамический режим придонного слоя, распределение зон взвешивания и влечения песка и тем самым условия своего существования. Вполне вероятно, что формирование новых песчаных волн и их размеры действительно определяются соотношением донного и взвешенного твердых расходов в период образования формы. В таком

случае высокая «волновая эффективность» может препятствовать образованию крупных форм, аналогично стиранию рифелей с ростом скорости потока. Однако возможность распространения закономерностей динамики рифелей и гряд, получаемых в лабораторных установках, на формы, превосходящие их по размеру на один-два порядка, остается неясной. Неясна до сих пор и возможность развития форм типа мегарифелей в более крупные песчаные волны. Приходится пока говорить, очевидно, не столько об условиях образования крупных песчаных волн, сколько об условиях их современного существования. С этой точки зрения, думаю, еще рано столь категорически утверждать зависимость существования (и возникновения) песчаных волн от соотношения взвешенного расхода к влекомому. Такое утверждение в значительной мере основывается на данных лабораторных опытов над песчаным дном до достижения песком гладкой фазы движения. Трудно также говорить о едином соотношении обоих видов движения песка для всей формы, поднимающейся над дном на 10—20 м. Приходится признать, что механизм образования крупных песчаных волн пока не выяснен. Более или менее достоверны только зависимость асимметрии существующих волн от асимметрии скоростей потока над ними и, возможно, существование некоторой минимальной скорости течения, при которой вероятно возникновение песчаных волн.

Н. Кенион и А. Страйд (Kenyon, Stride, 1968) собрали в Ла-Манше и Северном море с помощью перспективного широкоугольного эхолота «АСДИК» (локатор бокового обзора) большой материал о форме песчаных волн в плане на глубинах от 27 до 60 м и на открытом шельфе Атлантического океана до глубины 130 м. Ими отмечены волны с прямолинейным фронтом, изогнутые и серповидные, напоминающие барханы. Наибольшей длины по фронту (более 5 км) достигают изогнутые волны, в то время как отрезки прямых волн составляют не более 400 м, а «барханов» — менее 300 м. В районах распространения прямолинейных песчаных волн наблюдаются наибольшие скорости течений, до 1,3 м/сек, в районах слегка изогнутых — около 1 м/сек и в районе «барханов» — всего 75 см/сек. Авторы высказывают предположение, что на форму песчаных волн влияют вид эллипса скоростей приливного течения и запасы песка в районе формирования волн. Так, они отмечают, что прямолинейные и слегка изогнутые формы соответствуют сильно вытянутому эллипсу скоростей, в то время как для «барханов» характерен почти симметричный, близкий к окружности эллипс. Наибольшие запасы песка, по мнению авторов, соответствуют районам развития изогнутых в плане волн.

Похожий на «АСДИК» локатор испытан и американскими исследователями (Sanders a. o., 1969). Этот прибор (Side Scanning Sonar), использованный на пяти участках атлантического шельфа США, позволяет обнаружить на дне рифели, песчаные

мезоформы и крупные волны, песчаные ленты и выходы коренных пород.

В одной из своих предыдущих работ Страйд (Stride, 1965) высказывает интересные соображения о влиянии песчаных волн на сортировку песчаных отложений на шельфе. Он пишет, что в Северном море область развития крупных песчаных волн изменяется в зависимости от скорости действующих приливных течений. В сизигию, по его данным, зона этих волн расширяется на 10—20 миль, а в квадратуру — сужается. Такие изменения отражаются на сортировке и структуре песчаной толщи. Выравнивание поверхности в квадратуру происходит путем срезания гребней и заполнения ложбин между ними, в результате чего возникает горизонтальная слоистость, тогда как в период интенсивного развития и движения песчаных волн создается толща с косой слоистостью. В результате в некотором сечении дна горизонтальной плоскостью образуется пространственная картина распределения линз косой слоистости, вытянутых вдоль фронта волны (по нормали к направлению течения), чередующихся с пятнами горизонтальной слоистости или рифельных слоев, характерных для периодов или участков отсутствия песчаных волн.

Г. Джорданом (Jordan, 1962) была сделана попытка некоторого обобщения различных типов песчаных волн, включая отчасти и формируемые русловыми потоками. Он дает описание различных волн на основании собственных наблюдений и данных других авторов и сопоставляет их параметры — высоты, длины и крутизну. Основная масса материала собрана Джорданом на банке Джорджес, являющейся своего рода музеем разнообразных песчаных волн. Эта банка, основание которой лежит на коренных породах шельфа Новой Англии, отделена от прибрежной части шельфа депрессией, занятой заливом Мэн, и, таким образом, является как бы громадным баром на пути приливных и отливных течений. На ней имеется множество самых разнообразных песчаных волн и гряд различных размеров, типов и направлений. Хотя подавляющее большинство форм поперечные, но наиболее длинные вытянуты по направлению течения и более всего напоминают песчаные гряды типа линейных дюн, наблюдающихся в песчаных пустынях. Высоты продольных волн или гряд колеблются от 7,5 до 16 м и отстоят одна от другой на 800—1000 м. Обычно эти формы симметричны. Отношение их высоты к шагу равно  $\frac{1}{60}$ — $\frac{1}{100}$ . Большая часть поперечных волн асимметрична, с более крутым западным склоном, что указывает на общее перемещение песка в направлении преобладающего приливного течения (в сторону залива Мэн). В северо-западной части банки, в серии больших поперечных форм, обнаружена наиболее крупная из известных до сих пор на шельфе подводных песчаных волн; ее высота 27 м, что на 1 м превышает высоту наибольшей формы из известных до

измерений Джордана — волны, обнаруженной в районе Мозамбика.

Скорость приливных течений на банке Джорджес в среднем равна 1 м/сек, но на мелководьях наблюдались скорости 2 м/сек и даже было замерено «ураганное» течение со скоростью 10 м/сек. Джордан указывает, что по направлению течений вытянуты обычно гребни песчаных волн на наиболее мелководных участках (глубина менее 18 м), но и на них все же преобладают поперечные формы. На больших глубинах гребни направлены под углом от 45 до 90° к направлению течения. Однако из-за сложности рельефа банки направления течений на ней очень разнообразны и, вероятно, не постоянны в каждой точке.

К югу от банки Джорджес располагается серия песчаных волн, у западной оконечности которой на глубинах около 35 м существует очень четко выраженная удлиненная депрессия с глубинами на 30 м ниже уровня окружающего дна, созданная, по мнению Джордана, эрозией дна приливными течениями. Крупные песчаные волны здесь, как правило, асимметричны, и крутой их склон имеет крутизну около 20°.

Джордан приводит данные и о подводных песчаных волнах, образованных в других районах и условиях. Так, в нижнем течении р. Колумбия при средней скорости 1 м/сек сформирована серия волн со средним шагом 90 м и наибольшей высотой 4,5 м при глубине реки от 9 до 12 м. Крутизна их в основном лежит в пределах  $1/40$ — $1/50$ . Далее, в протоке, соединяющей залив Делавар (Атлантическое побережье США) с океаном, при скорости приливных течений 1 м/сек и глубине всего от 20 до 30 м образуются в настоящее время песчаные волны высотой до 12 м. Здесь идет интенсивная подача песка от мыса Мэй в сторону пролива, вызывающая непрерывное обмеление канала и продвижение отмели на юго-запад от мыса.

Совершенно в других условиях — на ровном наклонном дне Берингова моря в 14 милях к западу от входа в бухту Порт-Кларенс (п-ов Сьюард, Аляска), при глубинах около 20 м, на участке, вытянутом примерно на 10 миль по меридиану и шириной всего от 0,1 до 1 мили, — развиты асимметричные, направленные в сторону берега песчаные волны высотой от 3 до 6 м и длиной от 120 до 260 м. Джордан предполагает, что эти волны образованы при отражении приливного течения от кромки ледяного поля.

Однако обобщить различные типы песчаных волн, возникших и существующих в довольно разнообразных условиях, Джордану плохо удается, и он ограничивается указанием на то, что крутизна 70% описанных им волн лежит в пределах от  $1/35$  до  $1/65$ , а наибольшая крутизна вторичных форм, развивающихся на склонах крупных, близка к наибольшей крутизне рифелей и составляет около  $1/12$ . Крупные глубоководные формы на банке Джорджес, по его мнению, в настоящее время, возможно, не-

активны и являются реликтами более низкого стояния уровня моря, но и сейчас на них, вероятно, действуют штормовые течения. Во всяком случае, не видно признаков отмирания или сглаживания этих форм.

Трудно винить авторов большинства рассмотренных нами работ в отсутствии каких-либо убедительных общих выводов в части происхождения и динамики песчаных волн и гряд. Даже для таких сравнительно доступных для изучения форм, как русловые гряды, несмотря на обильные исследования, до сих пор нет сколько-нибудь удовлетворительной теории, объясняющей их формирование и развитие. Очевидно, прежде всего следует ожидать некоторого прогресса в наших знаниях об этих формах. Сводные работы по ним уже появляются, например монография Н. С. Знаменской (1968). Думается, что первоочередной задачей сейчас являются детальные экспериментальные исследования грядовой стадии движения песка и переходных режимов между рифельной, грядовой и гладкой фазами. Вероятно, только путем крупномасштабных экспериментов, близких по параметрам опыта к натуре, можно будет выяснить закономерности явления и ответить на основные вопросы динамики подводных песчаных волн, а именно: каковы условия и механизм их формирования, возможно ли такое формирование при современных скоростях течений и глубинах, какова роль этих волн в перемещении песчаных наносов на дне океана.

В теоретических проработках проблемы образования и динамики песчаных волн не следует пренебрегать и изучением аналогий между этими формами и сходными с ними, хотя бы морфометрически, формами, образующимися в иных условиях. Такие аналогии не обязательно должны приводить к обобщениям, но сопоставление более или менее известных условий образования сходных форм в эоловом потоке, в русловых потоках, на мелководье береговой зоны и на глубинах шельфа может подсказать пути построения гипотез, подчеркнуть общность и различия процессов и их результатов. Ритмичность в природе настолько широко распространена, что вряд ли можно думать о каких-либо общих физических законах, которым она подчиняется во всех своих проявлениях. Но в ряде случаев эта ритмичность действительно связана с общим физическим процессом относительного движения сред разной плотности, и здесь мы вправе искать при сопоставлении, например, русловых и эоловых форм с песчаными волнами шельфа общие черты и связи. В то же время внешняя аналогия между подводными песчаными валами в береговой зоне и песчаными волнами вряд ли окажется плодотворной, хотя, например, рассматривая роль вдольбереговых и компенсационных течений в формировании подводных песчаных валов, можно и здесь найти черты сходства с динамикой крупных песчаных гряд и волн на шельфе.

Следует попытаться систематизировать материал и по продольным формам (грядам), уточнить условия их образования и существования и установить принципиальные отличия от собственно песчаных волн (поперечных) или общие с ними черты. В частности, нужно понять, способны ли действительно возникать комплексные формы под углом  $45^\circ$  к направлению течения, или же это — результат недостаточного знания нами местных условий образования описываемых форм и их истории. Из имеющегося материала пока еще не ясно, следует ли считать продольные гряды в какой-либо мере аналогами поперечных волн, или это совершенно иные формы, типа промоин и прирусловых валов, а нахождение серий параллельных форм этого типа следует связывать со струйчатостью течений, наблюдаемой, например, в русловых и в мелких плоских потоках.

Попытки привлечь спиральные течения к объяснению образования гряд находим, как уже указывалось, в работе Хубольта (Houbolt, 1968), а также в статье Дж. Аллена, посвященной обзору и классификации различных донных форм, возникающих в потоках малой глубины, к которым он относит и приливные течения на мелководье (Allen, 1968). Аллен полагает, что поперечные формы возникают в «двухмерных» неустановившихся потоках, в которых скорость и характер течения изменяются периодически вдоль их направления. В то же время продольные формы (гряды) образуются в потоках с «трехмерной» неустановившейся структурой, т. е. когда скорость потока периодически изменяется по нормали к его направлению. Именно такой характер имеют известные из речной гидравлики спиральные течения. Аллен распространяет его и на приливные течения в мелководной зоне, предполагая при этом, что в зонах дивергенции спиральных течений у дна должен происходить размыв, а в зоне конвергенции — отложение осадков; таким образом могут формироваться приливные гряды. Как и у Хубольта, здесь видим еще слабо обоснованную и довольно сырую гипотезу.

Помимо изучения отдельных участков аккумулятивных форм шельфа английскими и американскими исследователями на шельфе или на обособленных мелководных участках дна, типа плато Блейк, проводились в 60-х годах комплексные работы по изучению общего режима наносов, эрозии и условий современной седиментации при действии в основном сильных приливных, а также и постоянных течений.

Английские исследования проводились главным образом в районе наиболее интенсивных приливных течений во внутренних морях и проливах между Великобританией и Ирландией. Д. Donovan и А. Страйд (Donovan, Stride, 1961) описывают крупные эрозионные депрессии в Бристольском канале, на глубинах от 50 до 90 м. Эти депрессии, вытянутые по направлению действия приливного течения, имеют глубину до 35 м от поверхности дна. Авторы считают, что их формирование происходило в течение

последних 6000 лет при современном стоянии уровня моря. По данным, опубликованным ранее (Stride, Cartwright, 1958), только через поперечник в 40 миль в южной части Северного моря ежегодно проносится приливными течениями до 4 млн.  $m^3$  песка, часть которого проникает и в проливы. Естественно, что движение таких масс песка способно вызвать на отдельных участках с повышенной скоростью течений существенную эрозию дна.

Совместная статья М. Джонсона и А. Страйда (Johnson, Stride, 1969) посвящена переносу песка песчаными волнами. В ней упоминается о новом методе расчета расхода переноса песка, разработанном Джонсоном, согласно которому необходимо учитывать дрейфовые течения, накладывающиеся на приливные во время штормов. По его подсчетам годовой расход песка у берегов Голландии составляет в районе больших песчаных волн около 8 млн.  $m^3$ .

Н. Флемминг и А. Страйд (Flemming, Stride, 1967) детально обследовали участок Ла-Манша в районе Плимута — область конвергенции двух потоков песчаного материала, создаваемых приливными течениями с поверхностными скоростями около 0,75 м/сек. В области схождения этих потоков наблюдаются наибольшая мощность аккумуляции песка и развития песчаных волн. Далее к выходу из пролива скорости потока снижаются и песчаные волны сменяются более плоскими аккумулятивными формами в виде низких полос, лент и пятен песка и гравия. Эти формы зафиксированы с помощью локатора бокового обзора «АСДИК». В области пятен обнаружены скопления гравия, сформированные сильными штормами, и скопления песка, образованные приливными течениями. При этом гравий образует крупные рифели высотой около 20 см и шагом около 1,2 м, а песок — рифели высотой всего 5 см при длине до 30 см. Скорость поверхностного приливного течения в сизигию здесь не превосходит 40 см/сек, и в придонном слое оно не способно к перемещению гравия. Еще далее к западу песок на дне лежит уже тонким слоем в несколько миллиметров.

В одной из новейших работ Н. Кенион (Kenyon, 1970) приводит результаты исследования распространенности песчаных полос и лент на шельфе Британских островов, проведенного также с помощью локатора «АСДИК». Песчаные полосы параллельны основному направлению движения наносов приливными течениями и имеют длину до 15 км при ширине 200 м. Они были обнаружены в районах, где скорости этих течений на поверхности имеют величину порядка 1 м/сек и более. Кенион отмечает 4 типа песчаных полос, формирующихся при разных скоростях приливных течений и различных количествах перемещаемого песка.

Страйдом (Stride, 1963) был ранее обследован также район Ла-Манша южнее Дувра с преобладающим направлением приливных течений к югу и таким же направлением сильнейших штормов. В то время как севернее песчаные волны движутся в

основном к северу, что было обнаружено еще Ван-Вееном, южнее обычно движение песка к югу. Направление струй течений хорошо отражается в направлении песчаных полос, лежащих на каменистом дне. Толщина слоя песка в них всего несколько дюймов при длине полосы до 1 мили и ширине около 90 м. Песчаные волны в западной части обследованного района имеют очень крупные размеры; высота их достигает 18 м при длине до 900 м (у бровки шельфа), а средние размеры соответственно 5 и 150 м. Волны асимметричны: уклон переднего склона близок к углу естественного откоса, а заднего равен всего нескольким градусам. Такая форма связана с асимметрией приливного течения, разность скоростей которого при приливе и отливе составляет около 5 см/сек.

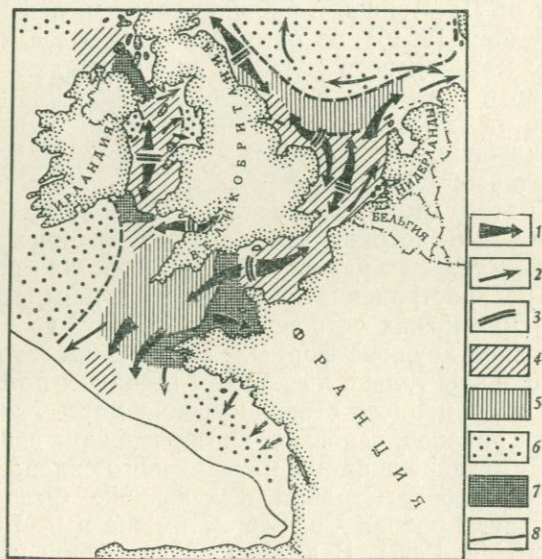
В направлении переноса указанные авторы отмечают заметное уменьшение крупности материала — от грубозернистого песка до алеврита и смеси тонкого алеврита с глинистыми частицами. Они считают возможным, что большие массы плейстоценовых (ледниковых и аллювиальных) отложений Северного моря в настоящее время перемещены в район пролива Св. Георга и даже в Ирландское море, где эхограммы показывают скопления рыхлого песка в виде линз мощностью до 30 м (в проливе Св. Георга — до 90 м). Очень большая мощность песчаных потоков к западу от Ла-Манша, в районе бровки шельфа, позволила М. Хэдли (Hadley, 1964б), основываясь на анализе морфометрической карты материкового склона к юго-западу от Британских островов, прийти к выводу, что именно с движением этих потоков с шельфа на склон связано возникновение многочисленных подводных каньонов, приуроченных к тем участкам бровки шельфа, через которые можно предполагать обильный сток песка. В результате этого стока, по мнению Хэдли, возникают и мощные суспензионные потоки, отложениями которых выполнена Бискайская абиссальная равнина. Свои построения она подкрепляет картой распространения каньонов на атлантическом шельфе западнее Британских островов. Однако трудно представить себе, чтобы такие крупные формы, как каньоны этого района, были сформированы только движением песчаных потоков в течение 6000 лет современного стояния уровня моря. Как и во множестве других районов, вероятно, их образование связано также с тектоническими нарушениями материкового склона.

Аналогичное работе Страйда исследование было проведено в западной части пролива Св. Георга им же и Р. Белдерсоном (Belderson, Stride, 1966). В данном случае зоной конвергенции двух потоков, направленных из Бристольского залива и из пролива Св. Георга, является юго-западная часть пролива. Непосредственно в ней скорости приливных течений на поверхности достигают 1,5 м/сек и к выходу из пролива уменьшаются. Глубины в этом районе составляют от 50 до 100 м. Авторы выделяют пять зон различной морфологией дна и составом осадков,

сменяющих одна другую по мере уменьшения скорости течения к юго-западу. Это — зона преобладания эрозии в вершинах бухт, зона песчаных лент, зона песчаных волн, зона непрерывного песчаного покрова и зона пятен песка с обильными вкраплениями ракушки и гравия. Интересно, что, по их мнению, перенос взвешенного материала идет навстречу донному переносу песка, т. е. в сторону Ирландского моря. По мере смены зон медианный диаметр осадков уменьшается от 0,6 мм до размерности илистого песка.

Из рассматриваемой статьи не совсем ясно, куда же поступает песок, переносимый из зоны конвергенции к юго-западу, — остается ли он в зоне крупных песчаных волн, достигающих высоты 8 м, или сами эти волны перемещаются далее, к выходу из пролива, или же они постепенно размываются. Во всяком случае, в этой работе, как и в ряде других исследований района Британских островов, наглядно показана разнообразная деятельность приливных течений и их ведущая роль в литодинамике района и в формировании донных осадков и рельефа дна.

В заключение обзора работ английских исследователей полезно привести карту (рис. 5) перемещения твердого материала под действием приливных течений на шельфе северо-запада Европы, составленную А. Страйдом (Stride, 1965б; Страйд, 1967).



**Рис. 5.** Схема путей переноса донных осадков на шельфе северо-запада Европы (Страйд, 1967)

1 — направление основных путей переноса; 2 — направление второстепенных путей переноса; 3 — дивергенция направлений переноса; 4 — области песчаных гряд и волн; 5 — участки песчаных полос и пятен; 6 — районы ограниченного донного перемещения (илы); 7 — районы гравелистого дна; 8 — граница шельфа

На ней хорошо различимы зоны дивергенции и конвергенции песчаных масс, распределение гравия, песка и илов на шельфе, а также области распространения песчаных волн, гряд, лент, полос и пятен. Однако, несмотря на сравнительно большое число гщательных исследований, многие вопросы литодинамики этих районов остаются неясными. Вероятно, наиболее интересным и в то же время туманным остается все тот же вопрос о динамике крупных песчаных волн. Отсутствие надежных представлений о механизме их образования и перемещения весьма затрудняет решение даже такого вопроса, как отнесение времени формирования крупных песчаных волн к современному состоянию гидрологического режима моря или же к иным режимам прошлого. Существование и интенсивное движение крупных волн на малых глубинах, казалось бы, достаточно убедительно говорят об их современном происхождении и, скорее, о реликтовом характере аналогичных форм на больших глубинах.

Наиболее общий и ценный вывод, который можно сделать из рассмотренных работ, это вывод о несомненной способности приливных течений в сумме со штормовыми придонными движениями воды, а часто и без них выносить значительное количество песка от берега на бровку шельфа и передавать его в распоряжение сил, действующих на материковом склоне. В связи с этой деятельностью приливных течений следует сказать несколько слов о специфической роли в этом процессе подводных каньонов, глубоко разрезающих шельф и нередко достигающих самой верхней его части — береговой и даже прибойной зоны.

Характерной чертой литодинамики большинства каньонов принято считать зарождение и развитие в них суспензионных потоков, возникающих в результате катастрофических нарушений равновесия больших масс рыхлых осадков в их верховьях. Гидрогенным процессам в каньонах отводится обычно весьма небольшая роль, однако пока нет ни натуральных, ни экспериментальных данных, ни теории по вопросу о влиянии подводных каньонов на гидрологический режим шельфа. Несомненно, что их верховья, врезающиеся в область береговой зоны, способны перехватить большие объемы песка, находящегося при штормах в интенсивном вдольбереговом перемещении. Этот песок и более тонкий материал, поступающие в каньон, создают те накопления рыхлого осадка в его верховьях, которые при нарушении равновесия или при достижении определенного предела накопления катастрофически смещаются на более низкие уровни, создавая при этом условия для зарождения суспензионных потоков. По-видимому, роль каньонов и суспензионных потоков в передаче материала из береговой зоны и в целом с шельфа на материковый склон очень велика. Однако какова роль в этом процессе движений воды на шельфе, кроме штормовых течений, передающих песок из береговой зоны в каньон, остается неясным.

Измерения скоростей течения на высоте около 4 м от дна в верховьях каньона Монтерей (Пиджингер и др., 1966) и аналогичные измерения в других каньонах (см. гл. IV) говорят о довольно сложном взаимодействии приливных течений и компенсационных противотечений в их руслах. Е. Римнитц (Reimnitz, 1971), наблюдая во время сильного шторма пульсирующие течения в придонном слое каньона, врезающегося в прибойную зону, пытался связать эти пульсации с ритмом прибойных биений, а сами течения — с компенсацией штормового нагона. Вполне возможно, что в подводных каньонах могут концентрироваться массы более плотной воды, благодаря чему ее движение в сторону моря усиливается по сравнению с окружающими участками шельфа, т. е. создается более концентрированный отток. Это тем более вероятно, что над каньоном не происходит разрушения волн и у его дна, очевидно, меньше асимметрия волновых скоростей. Таким образом, вполне реально, что каньоны могут обладать собственным гидродинамическим режимом, значительно отличающимся от режима окружающего их шельфа или береговой зоны, и этот режим может обусловить соответствующие перемещения материала в русле каньона и усилить передачу наносов из береговой зоны на большие глубины.

Единственная известная мне работа, специально посвященная механизму перемещения взвесей в каньоне (помимо суспензионных потоков), опубликована Р. Биром и Д. Горслином (Beer, Gorsline, 1971). Авторы описывают литодинамику каньона Редондо (Калифорния), в котором, видимо, идет интенсивное перемещение песка и алевроита самыми различными механизмами. Взвеси песка и алевроита создаются на шельфе действием штормовых волн, внутренних волн, разрывных течений и иных потоков и перемещаются под действием этих же факторов и суспензионных потоков над дном и по слою скачка. При этом мутность в верхних слоях воды над осью рассматриваемого каньона ( $0,3 \text{ мг/л}$ ) всегда меньше, чем за его пределами (до  $0,9 \text{ мг/л}$ ). Высокие значения поверхностной концентрации авторы объясняют флотацией зерен слюды. Ниже слоя скачка мутность резко уменьшается и возрастает затем до очень больших значений у дна. При шторме поверхностная мутность на шельфе достигает  $3,2 \text{ мг/л}$ , а над осью каньона —  $2,6 \text{ мг/л}$ , в то время как в двухметровом слое у его дна во взвеси находится даже тонкий песок. Особую роль во взвешивании и переносе материала авторы отводят внутренним волнам, постоянно существующим, по их мнению, на шельфе. Существенным барьером на пути выпадения взвесей на дно является слой скачка, поэтому частицы из поверхностной толщи, не достигая грунта, выносятся в открытое море отливными течениями. Взвеси придонного слоя в основном стекают в каньон и движутся по его руслу в море под действием преобладающих в нем сточных течений.

Некоторые сведения о движении сравнительно грубых терригенных частиц во взвешенном состоянии на шельфе Аляски находим в статье Д. Мак-Мануса и К. Смита (McManus, Smyth, 1970). Авторы наблюдали в придонном слое на глубине 60 м концентрацию взвешенных частиц крупностью 0,02 мм, достигавшую 25 мг/л. Скорость воды как в придонном слое, так и во всей толще составляла при этом около 20 см/сек. Лишь в Беринговом проливе ими отмечался значительный градиент скорости по вертикали — от 40 см/сек на поверхности до 10 см/сек у дна. В работе указывается, что общее перемещение терригенного материала (алеврита) во взвеси идет из пролива в Чукотское море, и это является важным фактором осадкообразования в последнем.

Заканчивая раздел о гидрогенных процессах на шельфе, остановлюсь на немногих работах, в которых авторы пытаются исследовать механизм движения и перемещения твердого материала в водных потоках в основном применительно к морским условиям. Часть этих работ посвящена процессам перемещения песка, другая — перемещениям илистых наносов — вопросу, который до последних лет вообще оставался вне внимания экспериментаторов, и одна работа — сортировке материала в условиях шельфа и ее причинам.

Из числа работ, посвященных движению песка в водных потоках, наиболее интересны экспериментальные исследования С. М. Анцыферова (1968, 1969; Анцыферов, Шуляк, 1966), А. Сазерленда (Sutherland, 1967) и частично уже упоминавшиеся очень изящные исследования Р. Стернберга (Sternberg, 1967) по перемещению рифелей и зерен песка в натуральных условиях при действии приливного течения.

С. М. Анцыферовым надежно установлено, как на собственном материале, так и в результате обработки данных других исследователей, что при всех режимах движения песчаных наносов, включая, по-видимому, и гладкую фазу, доля материала, перемещающегося во взвешенном состоянии в толще потока, никогда не превышает примерно 20% его общего расхода; основная же часть расхода приходится на самую придонную область потока. Сопоставление результатов лабораторных опытов с материалами натуральных наблюдений и немногих аналогичных измерений в прибрежных условиях моря, показывает, что перемещение 80% песчаных наносов при скоростях потока до  $1-1,5$  м/сек происходит в слое не более нескольких десятков сантиметров от дна. К сожалению, изучение механизма движения и распределения наносов внутри этой придонной толщи представляет большие трудности и пока в этом направлении почти ничего не известно. Но сам факт концентрации основной массы расхода песка в тонком придонном слое чрезвычайно важен и заставляет пересмотреть многие установившиеся положения и принятые величины, в частности общепринятые величины твер-

дого стока многих рек. Следует отметить, что закономерности распределения расхода по толще потока в различных гидродинамических и морфологических условиях могут явиться основой для выяснения закономерностей морфодинамики, особенно для волнового и смешанного потоков.

Другой интересной стороной работ Анцыферова является установление зависимостей расхода песчаных наносов от скорости потока в грядовую и гладкую фазы. Из проведенных им в лаборатории измерений следует, что в грядовую фазу расход пропорционален третьей степени средней скорости, а в гладкую — четвертой. Интересно также убедительное доказательство неправомерности гипотезы, согласно которой формирование песчаных волн различных размеров связывалось с крупномасштабной турбулентностью и, таким образом, с глубиной потока. Обработкой большого опытного материала им показано, что зарождение песчаных волн в потоке связано с образованием локальных вихрей у местных неоднородностей поверхности дна (Анцыферов, Шуляк, 1966; Анцыферов, 1968, 1969).

В 1968 г. Анцыферовым экспериментально показано, что полученное для поступательного потока распределение концентрации взвешенных частиц и полного расхода по его толще справедливо и для смешанного потока, т. е. при одновременном действии волн и течения. Этот результат особенно важен для литодинамики береговой зоны.

Сазерлендом экспериментально изучался механизм воздействия турбулентного потока на размываемое дно. С помощью остроумных наблюдений ему удалось подтвердить гипотезу о проникновении вихрей и целых вихревых колец через пограничный ламинарный подслой. Эти вихри создают в вязком подслое восходящие скорости, которые и являются причиной выброса в толщу потока тонких частиц. Турбулентный пограничный слой в опытах Сазерленда имел мощность 3—4 см. Начало движения зерен после сдвига наиболее крупных, выдающихся над общим уровнем, происходит отдельными выбросами не более десяти зерен на расстояние до 5 см. Каждое облачко выброса имеет диаметр около 3 см (при зернах кварца размером около 0,56 мм). Выбросы повторялись каждые 2 сек, и это состояние дна принималось за условие достижения критической скорости. В то же время начиналось образование рифелей. Критическая скорость до их образования для песка средней крупностью 0,564 мм при глубине потока 10,6 см была 26,1 см/сек, а на дне, покрытом рифелями, всего 18,0 см/сек.

Сазерленд подробно описывает механизм движения зерен на рифельном дне в ложбине и на склонах рифеля и указывает, что ложбина является отнюдь не зоной застоя, как иногда считают, а зоной весьма интенсивного вихреобразования и выброса групп частиц. Только в ложбине у основания наветренного склона рифеля приходит в движение более чем монослой зерен. По мнению

указанного автора воздействие турбулентного потока на дно можно рассматривать как удар струи в виде проникающего в ламинарный подслой вихря. Далее Сазерленд описывает модель перехода зерен в движение при проникновении в вязкий подслой вихря или вихревого кольца с вертикальной осью. При первом его проникновении зерна получают горизонтальный импульс и отбрасываются от оси вихревого кольца, а при дальнейшем приближении вихря ко дну у некоторых зерен возникает составляющая движения, направленная вверх, они отрываются от дна и выбрасываются в турбулентный слой.

Я не останавливаюсь здесь на интересных работах Б. А. Шуляка, частично опубликованных уже после 1960 г. (Шуляк, 1961, 1970, 1971). Большая их часть посвящена механизму развития и перемещения рифелей при малых скоростях волнового потока. В этих работах особое внимание заслуживает решение задачи об определении параметров потока по параметрам созданных им рифелей. Однако в морских условиях эта задача наиболее интересна для больших глубин, где формирование рифелей в большей мере связано с течениями, чем с волнением.

В упоминавшейся статье Стернберга описаны наблюдения в проливе Пюджет Саунд за перемещением рифелей и песка на глубине около 20 м приливным течением с поверхностной скоростью до 75 см/сек. Поперек канала, в котором велись измерения, формировались рифели высотой 1,5—2,4 см и средней длиной 16 см, сложенные песком со средним размером 0,43 мм и обломками ракушки размером до 5 см. При определенных условиях (видимо, при больших скоростях течения) водолазами на дне были обнаружены песчаные формы высотой до 30 см и длиной до 3 м. Движение осадка начиналось с перекатывания обломков ракушки по поверхности рифелей при усилении течения. Скорость перемещения рифелей составляла от 1,0 до 2,8 см за 5 мин. В ложбинах между ними наблюдалось неустойчивое течение поперек канала. Скорость основного потока в 10 см над дном составляла от 20 до 31 см/сек. Сопоставляя полученные им значения скорости перемещения рифелей с данными опытов Чанга (Chang, 1939), Стернберг отмечает, что при сохранении пропорциональности этих значений пятой степени скорости потока коэффициент в формуле для скорости перемещения рифелей оказывается в 12 раз меньше. Лучшее соответствие лабораторным опытам получается, если вместо средней скорости потока взять скорость на высоте 10 см над дном. Это представляется вполне естественным, поскольку в опытах Чанга глубина составляла всего 30 см. По-видимому, скорость в опытах Чанга трудно считать средней скоростью применительно к натурному потоку; скорее, это скорость внутри турбулентного пограничного слоя.

Стернберг отмечает, что процессы в придонном слое и изменение режима этого слоя очень слабо коррелируют со средней

скоростью потока во всей толще и даже со скоростью на высоте 1 м над дном. В то же время данные его измерений довольно хорошо ложатся на графики критических скоростей смены типов движения, приводимые в работах Дж. Аллена (Allen, 1965) и Д. Инмана (Inman, 1963). Сам Стернберг рассматривает свои результаты как сугубо предварительные и считает, что в его опытах наиболее интересна методическая сторона — использование в качестве своего рода модели дна канала, в котором действуют только правильно изменяющиеся приливные течения, и созданная им оригинальная аппаратура, кратко уже описанная ранее, пригодная для измерений в пределах глубин до 200 м.

В другой работе Р. Стернберг (Sternberg, 1968) описывает характер изменения скорости придонного приливного течения по вертикали на горизонтах ниже 1,5 м над дном с различной шероховатостью в шести естественных протоках у о. Ванкувер. В протоках были разные скорости течений, разные глубины, разные конфигурация и состав дна (от скалистого и гравелистого до песчаного, покрытого мелкими рифелями, и гладкого). Результаты наблюдений показали, что распределение придонных скоростей в 85% случаев имеет логарифмический вид, причем при больших флуктуациях придонного потока над неровным дном логарифмика соблюдается в 62%, а при спокойном течении над гладким, недеформированным дном — в 100% случаев. Стернберг определил величины коэффициентов трения  $C$  для разных типов дна по формуле

$$\tau = C\rho\bar{u}_z^2,$$

где  $\tau$  — касательное напряжение на дне;  $\rho$  — плотность воды;  $\bar{u}_z$  — средняя скорость потока на уровне  $z$  (в его измерениях 100 см).

Осредненное по всем каналам значение  $C$  составило  $3,1 \cdot 10^{-3}$ , и для разных типов дна оно варьирует не более чем в 2 раза.

Позже Стернберг вновь опубликовал результаты обработки проведенных им измерений (Sternberg, 1971; Kachel, Sternberg, 1971). В первой статье он пытается, исходя из данных, полученных с помощью уже описанной треноги, определить критические скорости начала движения песчаных зерен в натуральных условиях и сопоставить их с данными различных экспериментальных исследований. Однако не совсем ясно, что и с чем именно он сопоставляет. В шести случаях из девяти дно было покрыто рифелями; в четырех из этих шести за начало движения песка принимался момент образования облачков над рифелями; в двух остальных случаях начала движения определялось путем экстраполяции кривой зависимости скорости движения рифелей от придонной скорости. Стернберг справедливо считает, что он определял таким образом начало массового перемещения песка, но, сопоставляя свои результаты с данными лабораторных опытов ряда

исследователей, полагает, что и они определяли именно скорость потока, соответствующую началу массового движения. При таком предположении его результаты хорошо соответствуют данным экспериментов с песком при медианном размере зерен 0,3—1,1 мм. Средние критические скорости на высоте 1 м над дном для начала массового движения при  $Md=0,4-0,5$  мм были им найдены равными 0,32—0,38 м/сек при рифелях высотой 2—3 см с шагом 10—30 см. Донный расход песка, соответствующий началу массового движения при  $Md=0,4$  мм и скорости 38,5 см/сек, был равен  $8,4 \cdot 10^{-3}$  г/см·сек.

Вторая статья посвящена оценке расхода песка при рифельной фазе движения. Измерения проводились в том же проливе на глубине 31 м при максимальных скоростях приливного течения до 2 м/сек и  $Md$  хорошо сортированного песка, равном 0,37 мм. С помощью стереофотографирования через каждые 30 сек определялись параметры и скорость перемещения рифелей. До начала движения их высота была 1,5 см и шаг 15 см, а в процессе движения соответственно 3 и 25 см. Скорость перемещения изменялась от  $2,5 \cdot 10^{-3}$  до  $2,2 \cdot 10^{-2}$  см/сек. Скорость течения в первые 40 мин возросла от 37 до 54 см/сек, а затем колебалась, достигая максимума 59 см/сек. Расход подсчитывался по перемещению рифелей за 5 мин, а соответствующая средняя скорость течения определялась за общее время измерения — 1 час 15 мин. Сопоставляя свои результаты с различными теоретическими выражениями для расхода донных наносов, авторы статьи приходят к выводу, что ни одно из этих выражений не соответствует действительности полностью. Наиболее приемлема, по их мнению, теория Р. Бэгнольда (Bagnold, 1963). Заменяя в его выражении для расхода постоянный коэффициент переменной функцией в виде отношения высоты рифелей к диаметру зерен песка, они получили хорошее соответствие своих результатов с этой теорией. Авторы показывают также, что хорошее соответствие выражению Бэгнольда при переменном коэффициенте дают экспериментальные данные Х. Гюи, Д. Саймонса и Е. Ричардсона (Guy, Simons, Richardson, 1966).

В заключение обзора работ о движении песка следует перечислить недавние публикации по динамике рифелей, дюн и антидюн в связи с вопросом об определении донного расхода наносов. Эти статьи в некоторой мере перекликаются с работами Анцыферова. Величина расхода в них определяется эмпирически, с помощью приближенных формул для рифелей и дюн. Большинство этих работ проведено в лабораторных лотках (Simons, Richardson, Albertson, 1961; Simons, Richardson, Nordin, 1965; Guy, Simons, Richardson, 1966; Allen, 1969, 1970). В статье Дж. Хэрмса (Harms, 1969) дан обзор экспериментальных исследований и теорий образования рифелей разного типа, наблюдающихся в морских и лабораторных условиях. В этой же статье рассмотрены сортирующее действие потока воды над рифельным дном и усло-

вия формирования различных типов слоистости осадков, описанные А. Джоплингом (Jopling, 1964).

В последние годы появилось несколько в основном лабораторных работ, посвященных изучению перемещения илов в однонаправленном потоке. Натурных наблюдений за движением илов в морских условиях, а тем более измерений этого движения немного. Сравнительно большое внимание движению илов уделяется голландскими исследователями. Известны работы Г. Постма (Postma, 1960), Л. Ван-Стратена (Van Straaten, 1951, 1958) и А. Гроота (Groot, 1964), в которых, однако, приводится в основном региональный материал по составу илов, выносимых реками в Северное море, и по их распределению в прибрежной зоне. Собственно механизму движения илов, тем более за пределами прибрежной зоны, уделялось пока очень мало внимания. Даже в такой области, как заносимость морских каналов в илистых грунтах, несмотря на чрезвычайную актуальность этой проблемы, до сих пор нет сколько-нибудь серьезных исследований, с одновременным использованием данных лабораторного эксперимента и наблюдений в натуральных условиях.

Одной из последних работ, затрагивающих вопрос о движении илов, является статья Дж. Тервиндта (Terwindt, 1967). Но в трактовке проблемы движения илов он пользуется предшествующими работами Постма и Гроота, оригинальный же материал сводится к анализу происхождения и перемещения ила на отдельных участках побережья Нидерландов, исходя из состава осадка. Основным признаком отнесения илов к свежим «речным» или к «морским», под которыми понимаются илы, находившиеся более года на морском дне, Тервиндт считает содержание марганца, которого в аллювии рек значительно больше, чем в морском иле, хотя бы также вынесенном ранее реками. Вслед за Постма он пишет, что, хотя расход воды в эстуариях рек, впадающих в Северное море, при приливе меньше, чем при отливе, когда отливное течение складывается со стоком реки, вода в приливном течении плотнее и движется в придонном слое, а значит, несет в сторону суши большое количество ила, возвращая его в эстуарий. В результате двустороннего поступления ила концентрация его в эстуарии оказывается больше, чем в реке или в море.

Тервиндт отмечает также, что осаждению ила в подводных дельтах рек мешают ветровые волны и основная масса его, оставаясь во взвеси, перемещается отливными и стоковыми речными течениями в широкую полосу береговой зоны (порядка 2—4 км), где и происходит основное перемещение илов вдоль берегов Нидерландов. За пределами этой полосы концентрация ила в морской воде очень мала. В береговой зоне концентрация ила весной в тихую погоду в 1,5 раза больше, чем осенью, а при шторме в 2—5 раз больше, чем в тихую погоду.

В результате зимняя концентрация в среднем значительно выше летней (до 2000 мг/л по сравнению с 250—300 мг/л). Судя по этим данным, за пределами прибрежной полосы шириной до 4 км следует ожидать выпадения илов на дно, за исключением участков с особо высокими скоростями приливных течений.

В 1968 г. появилась работа П. Жиресса (Giresse, 1968), посвященная измерению концентрации взвесей в районе порта Шербур. Он указывает, что тонкие минеральные взвеси захватываются электростатическими силами, возникающими между ними и органическими и глинистыми конгломератами, и образуют в результате хлопья ила размером до 0,15 мм. Общая масса частиц, движущихся таким образом в толще воды, несравненно больше массы частиц, движущихся по дну салтацией. Последнее утверждение ничем не обосновывается; неясно также, о каких именно частицах на дне идет речь. В районе исследований вследствие большой скорости течений пятна илов и заиленных песков располагаются только за укрытиями — за сооружениями и за подводной грядой, тормозящей приливные течения. Жиресс отмечает, что в результате торможения поверхностного течения ветровой волной максимум его скорости нередко может оказаться в середине водной толщи. Придонные скорости, создаваемые как приливными течениями, так и различными компенсационными потоками, весьма различны по величине и направлению. При больших средних скоростях градиент мутности в толще воды исчезает, но вновь появляется с уменьшением скорости и с началом осаждения. На рейде Шербура обнаружена устойчивая и постоянная по вертикали мутность, равная не более 20 мг/л. В целом, считает Жиресс, существует равенство между поступающим на рейд и выносимым с отливом количествами ила, однако, как указывалось, за укрытиями происходит накопление илестых наносов. Какой-либо связи между суточным ходом мутности и приливо-отливными течениями обнаружено не было. Автор указывает, что если мутность водной толщи связана с ее турбулентностью (а это вероятно так), то определяющими в режиме мутности являются исключительно сильные штормы, которые и следует изучать с этой точки зрения.

С работой Жиресса в известной мере перекликается лабораторное исследование движения илов, проведенное Х. Эйнштейном и Р. Кроном (Einstein, Krone, 1962). Эти авторы также пишут, что илы могут перемещаться не только в придонном слое потока (как, например, в Темзе), но и в большей мере во взвешенном состоянии. В условиях опытов при скорости течения более 21 см/сек и мутности менее 10 г/л суспензия сохраняется и осветления потока не наблюдается. Это говорит о том, что в эстуариях рек обычен длительный перенос тонких наносов во взвешенном состоянии, а их отложение определяется процес-

сом коагуляции и скоростью придонного течения. При мутности более 10 г/л в толще потока начинаются частые столкновения частиц, ведущие к их коагуляции и выпадению хлопьев на дно в виде жидкого ила. При концентрациях менее 10 г/л обычно происходит обмен материалом между дном и потоком, и лишь при мутностях меньше 0,5 г/л выпадение идет очень медленно при любых скоростях потока. Упомянутые авторы указывают, что, например, в эстуарии р. Сакраменто (залив Сан-Франциско) выпадение взвешенных частиц наблюдается только у препятствий, резко снижающих скорость потока. При этом выпавшие на дно частицы, как правило, вновь во взвесь не переходят, за исключением участков особо интенсивного отложения.

В ранее опубликованной статье (Einstein, Krone, 1961), также посвященной вопросу перемещения и осаждения илов и глинистых частиц в эстуариях, авторы высказывают свои предположения о механизме образования хлопьев и процессе их осаждения. На основании своей гипотезы и полевых наблюдений в каналах они приходят к следующим основным выводам: зимой в турбулизованной толще мутной воды на мелководье образуются крупные хлопья и идет их интенсивное осаждение; летом они взбалтываются ветровыми волнами и переносятся в зоны затишья — каналы и районы сооружений; при возникновении здесь повышенной локальной турбулентности образуются еще более крупные хлопья, выпадающие в осадок, чем и определяется заносимость каналов.

Мак-Кэв (McCave, 1969), исходя из теоретических представлений Эйнштейна, рассчитал интенсивность выпадения тонкого материала из приливного потока в восточных районах Северного моря. В 1971 г. он опубликовал уже упоминавшуюся работу (McCave, 1971a) о роли волнения в формировании песчаных волн и в отложении ила на шельфе. В этой статье указывается, что илы при большой их концентрации и отсутствии волнения могут выпадать из взвеси даже при скоростях более 30 см/сек на горизонте 1 м. При концентрации более 100 мг/л осаждение их происходит и при волнении, но при обычных на шельфе концентрациях около 1 мг/л и малых скоростях приливных течений, волнение, так же как и скорость течения выше 40 см/сек, препятствует выпадению ила.

Интересны две лабораторные работы французских авторов, посвященные исследованию воздействия потока на подстилающую поверхность, сложенную илами. К. Миньо с соавторами (Migniot e. a., 1968) изучали действие потока пресной и соленой воды на слой ила, отстоянный в течение 24 час. Измерения начинались через 20 мин после начала течения воды. Средняя скорость потока достигала 1 м/сек. Авторы дают интересный график зависимости критической скорости трения от концентрации жидкого ила, слагающего дно, с содержанием песчаных частиц (крупнее 50 м) до 8%. Они установили, что при одной

и той же концентрации донного ила возрастание содержания алевритовых частиц ведет к довольно резкому увеличению критической скорости. Для взвешивания ила с концентрацией 500 г/л (160% воды) требуется средняя скорость течения около 1,2 м/сек, т. е. такая же, как для сдвига гальки размером 3—4 см. При отложении ила в морской воде скорость размыва дна возрастает по сравнению с таковой в пресной воде примерно в 1,7 раза. Примесь более 30% песчаных частиц ведет к потере илом сцепления и к облегчению размыва.

Авторы приходят к выводу о весьма сложной зависимости критической скорости размыва от начальной прочности осадка, крупности зерен, наличия примесей, химического состава и природы глинистых минералов. Работа в целом очень интересна, проведена в условиях, довольно близких к природным, и дает представление о поведении илистого дна в потоке. Неясно, почему примесь до 8% алеврита повышает критическую скорость размыва илистого дна. Казалось бы, скорее можно ожидать обратного эффекта, но он наблюдается только при содержании примеси менее 1%.

Другая работа (Lagsonneur e. a., 1968) посвящена изучению деформаций илистой поверхности под действием течения. Ее авторы пишут, что слабоуплотненные илы с прочностью около 5 дин/см<sup>2</sup> ведут себя, как вязкая жидкость. На их поверхности под воздействием потока возникают волны, способствующие образованию вихрей, которые нарушают поверхность ила и переносят его частицы в толщу потока. При этом наблюдается общее смещение массы ила вниз по течению. На среднеуплотненных илах (прочность от 5 до 100 дин/см<sup>2</sup>) волны уже незаметны и поверхность деформируется силами трения; возникают гребни, напоминающие рифели, и на их пологих склонах образуются трещины (разрывы). С прекращением течения, скорость которого достигала 75 см/сек, поверхность ила при концентрации его 580 г/л принимала исходное состояние. Деформация поверхности осадков прочностью более 200 дин/см<sup>2</sup> начинается при критической скорости размыва в виде срыва целых кусков ила, в результате чего возникают промоины и целостность поверхности нарушается. Далее в работе описываются результаты воздействия на плотные илы движимых потоком частиц песка и гравия. Приводимые в ней фотографии очень напоминают фотографии илистого дна на больших глубинах; по-видимому, описываемые процессы вполне реальны в природных условиях.

Результаты рассмотренных французских исследований хорошо согласуются с данными натуральных наблюдений сотрудников Института океанологии АН СССР на илистых осушках приливных морей и в подводных каньонах. В. С. Медведев (1964) указывает, что приливное течение скоростью более 2 м/сек при отсутствии волнения не способно нарушить поверхность ила, но уже при небольшой волне начинаются его взмучи-

вание, размыв поверхности и насыщение им толщи потока<sup>1</sup>. По-видимому, в этом факте можно видеть подтверждение того, что при очень слабо шероховатой граничной поверхности, какой является поверхность ила, не возникает возмущений, способных вызвать разрушение этой поверхности, и непосредственно над ней сохраняется ламинарный подслоя. Только с возникновением деформации поверхности при действии волновых скоростей или, возможно, волновых давлений образуются вихри, нарушающие ее и взмучивающие илистые частицы. Судя по опытам Миньо с соавторами, при больших скоростях потока следовало бы ожидать возникновения на поверхности ила волн, однако отсутствие размыва при скоростях течения до 3 м/сек, на что указывает Медведев, говорит о существовании в природе причин, не допускающих развития волн, наблюдавшегося в лаборатории.

Данные французских исследователей интересно сопоставить также с натурными наблюдениями в полосе осушки залива Ваддензе, описанными Ван-Стратеном (Van Straaten, 1951). Он постоянно наблюдал на поверхности осушки, сложенной илом с примесью тонкого песка, длинные и узкие формы, напоминающие рифели, высотой всего в несколько сантиметров и с расстоянием между грядами до 6 см, но вытянутые в направлении приливного течения на десятки метров. Направление этих форм очень устойчиво и не нарушается даже при длительном действии волнения, в то время как на пятнах песка, встречающихся среди илистой поверхности, возникают обычные волновые рифели, перпендикулярные направлению распространения волн. При действии течения без волн такие гряды не образуются, что согласуется с наблюдениями Медведева. Ван-Стратен считает эти формы в основном эрозионными, но в лаборатории их получить не удалось. Он пишет, что чисто волновые ряби на илистом грунте наблюдаются очень редко и только при резком ослаблении течения. В то же время песчаные наносы под действием течений редко образуют четкие и сколько-нибудь значительные по площади поля продольных рифелей и длина их составляет всего несколько метров. В илистых же грунтах такие рифели представляют собой очень правильные, прямолинейные, совершенно симметричные формы с округлым профилем, напоминающие синусоидальный профиль гофрированного железа.

Многие из рассмотренных здесь работ не имеют, казалось бы, прямого отношения к движению материала в морских и тем более глубоководных условиях. Однако не следует забывать, что за пределами береговой зоны перемещение частиц и масс

---

<sup>1</sup> В. И. Буданов в личном сообщении указал на аналогичную картину, наблюдавшуюся им в верховьях подводных каньонов у Кавказского побережья Черного моря.

осадка придонными течениями, по-видимому, мало отличается от перемещения наносов на прямолинейных участках крупных равнинных рек. Аналогия между гидрогенными процессами на дне океана и в однонаправленных потоках суши, вероятно, еще ближе, чем между вдольбереговым перемещением наносов в береговой зоне и движением наносов в русловом потоке, между которыми, по мере углубления наших представлений о движении наносов в береговой зоне, обнаруживается все больше общих черт.

При переходе от лабораторных наблюдений к условиям морских глубин, естественно, возникает вопрос о соответствии условий опытов натуре. Одна из вероятных причин их несоответствия — высокое гидростатическое давление на морском дне и возможное его влияние на критические скорости сдвига частиц. Такая возможность определяется существованием некоторой «сухой» поверхности касания частиц лежащих на дне, на что указывалось уже довольно давно. Однако лишь недавно Р. Г. Данелия (1963) провел серию опытов для определения «пригружающего влияния глубины потока». Им найдено, что в пределах использованных в опытах давлений — до 10 м водяного столба — для любых песчаных частиц, даже плоских, рост сдвигающей скорости не превышал 5—10%. Значительно больший эффект оказывало давление на скорость начала размыва связных грунтов. Увеличение размывающей скорости при данном давлении прямо пропорционально силе сцепления грунта и при ее величине, равной  $0,074 \text{ кг/см}^2$ , достигает 70%. Таким образом, роль пригружающего влияния глубины потока прежде всего следует учитывать в процессах эрозии морского дна, сложенного связными грунтами. Однако при очень больших давлениях на океанических глубинах здесь может оказаться весьма существенным и возрастание сдвигающих скоростей песчаных частиц. Во всяком случае, следует с осторожностью подходить к оценке скорости придонных течений по следам их воздействия на песчаное дно и, в частности, по параметрам образующихся на значительных глубинах рифелей. Следовало бы попытаться продолжить опыты Данелия в области давлений порядка сотен и тысяч метров водяного столба.

В заключение обзора работ по литодинамике шельфа коснемся немного того направления исследований, которое соединяет литодинамический режим с его отражением в вещественном составе осадков, т. е. с их литологией и в основном гранулометрией. Не будем затрагивать довольно многочисленных работ по литологии береговой зоны и ее связи с литодинамикой. Достаточно полные сводки полученных в этом направлении результатов можно найти в монографиях Е. Н. Невесского (1967) и А. А. Аксенова (1972). В большей части таких работ значительное внимание уделяется распределению тех или иных типов осадка по глубинам, их связи с рельефом и общим режимом побережья, но,

как правило, отсутствует то, что можно было бы назвать собственно фаціальным анализом, говоря языком литологов. Отсутствует попытка связать характер осадка с процессами переноса образующего его материала и с гидродинамическими условиями его отложения.

Такую попытку и интересные предложения по литологической интерпретации литодинамических процессов находим в работах Пассега (Passega a. o., 1967; Passega, Вугамjee, 1969). В первой из указанных статей дается схема осадкообразования на шельфе Адриатического моря, которая далее сопоставляется с действительным распределением осадков. Авторы исходят из предположения, что основные объемы песка в море переносятся только при участии волновой турбулентности. Достаточно надежно установлено, что медианный диаметр песчаных осадков крупностью от 0,1 до 0,6 мм при изменении глубин от 0 до 50 м обычно уменьшается до величин менее 0,1 мм. Однако на графиках этой зависимости по мере возрастания значений глубин получается большой разброс точек, что объясняется действием иных факторов, кроме волнения. В частности, таким фактором является вынос от берегов тонкого материала в виде «пелагической суспензии», движущейся суммарными течениями в толще воды и выпадающей на дно в основном на глубинах более 40 м. Гранулометрический состав пелагической суспензии на всех глубинах, вплоть до материкового склона, весьма однороден. В Тирренском море медианный размер частиц пелагической суспензии («М») равен 2—3 м, а средний размер 1% наиболее крупных частиц в ней («С» по Пассега) не превосходит 40 м. Частицы крупнее 40 м, по мнению Пассега, не могут длительно перемещаться во взвеси при действии только течений и движутся преимущественно в придонном слое.

Диаграмму связи между «С» и «М» (рис. 6) Пассега еще в 1957 г. предложил использовать для определения характера переноса частиц осадка (Passega, 1957). Он выделяет на этой диаграмме следующие области: пелагическая суспензия (в области наименьших значений *С* и *М*), однородная суспензия, градиционная суспензия, суспензия с качением, качение с донной суспензией и, наконец, качение. Справа диаграмма ограничена линией  $C=M$ , соответствующей идеально сортированному осадку.

Несмотря на несколько своеобразные термины, введенные Пассега, его характеристики перемещения материала достаточно понятны — они описывают постепенный переход от перемещения всего осадка во взвешенном состоянии к движению донных наносов. По мере этого перехода возрастает и роль волновой турбулентности — от переноса пелагической суспензии одними течениями, без участия волнения, к чисто волновому перемещению в придонном слое. Следует учитывать, что введенные Пассега характеристики относятся к осадку, лежащему на поверхности

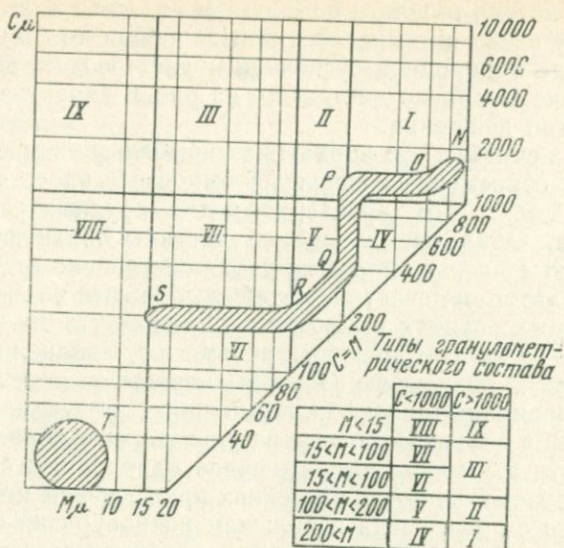


Рис. 6. Типичная диаграмма  $CM$ , по Р. Пассега (Passega, 1957)

$T$  — пелагическая суспензия;  $SR$  — однородная суспензия;  $RQ$  — градационная суспензия;  $QP$  — суспензия и материал донного перемещения;  $PO$  — материал донного перемещения и суспензия;  $ON$  — материал только донного перемещения

дна, т. е. как бы указывают на способ поступления материала в данную точку.

Кроме характеристик  $C$  и  $M$ , Пассега позже (Passega, Вугатпее, 1969) ввел еще три гранулометрических параметра:  $F$  — весовое процентное содержание фракции менее  $125 \mu$ ;  $L$  — то же, лютита (фракция менее  $31 \mu$ );  $A$  — то же, глинистой фракции (менее  $4 \mu$ ). Он отмечает, что наиболее четкую зависимость от глубины дает все же величина  $C$ ; кроме того, она и ее отношения к  $M$  наименее чувствительны к ошибкам при отборе проб.

В уже упоминавшейся коллективной статье 1967 г. анализируется распределение гранулометрического состава осадка на участке шельфа Адриатического моря от Пескары до Ортоны, протяжением  $22 \text{ км}$  и шириной  $10 \text{ км}$  с глубинами от  $10$  до  $50 \text{ м}$ . Для этого участка « $CM$ -диаграмма» дает на глубинах от  $10$  до  $30 \text{ м}$  область однородной суспензии с переходом на  $40$  и  $50 \text{ м}$  к пелагической, в которой песчаные зерна полностью отсутствуют и весь материал перемещается во взвеси. На большей части шельфа осадки состоят из смеси лютита с хорошо сортированным песком ( $C$  близко к  $M$ ). Градационная суспензия почти отсутствует ввиду того, что песок тонкий и хорошо сортирован.

Для обследованной зоны Пассега получил очень хорошее соответствие хода изолиний  $C$  с изобатами, что, по его мнению, указывает на отсутствие местных течений и иных факторов, способных нарушить чисто волновое распределение фракций по глу-

бине. Вследствие тонкости и однородности поступающего в береговую зону песка он выносится при волнении до глубин порядка 30 м в виде однородной суспензии и дает осадок, для которого соотношение  $C$  к  $M$  по диаграмме на рис. 6 характеризует именно такой тип движения.

Пассега считает, что адриатический шельф типичен для большей части современных шельфов; вынос рек здесь содержит не более 5% песка, что характерно и для крупных рек — Нигера, Миссисипи. Обильные глинистые частицы образуют в соленой воде крупные хлопья, также не уходящие далеко от берега. В то же время автор отмечает значительно большее количество песка в ископаемых осадках шельфовых районов, что связано с более сильными его выносом древними реками и с заполнением им крупных депрессий на шельфе. Основным способом переноса материала на современных шельфах, по мнению Пассега, является перенос взвесей в волновом поле, в результате чего образуются отложения лютига, относящиеся к группе однородных суспензий на его диаграмме. В древних бассейнах при большем количестве поступавшего с суши песка и большем разнообразии его фракций преобладало отложение градационной суспензии, также из взвесей волнового поля, но при достаточно неоднородном их составе. Соответствующие осадки и находятся в ископаемом состоянии. Пассега не исключает, что на древних шельфах песчаный материал переносился и суспензионными потоками, но во всех вариантах считает основным фактором, определяющим распределение осадков на шельфе, исходный механический состав наносов, поступавших в волновое поле прибрежной зоны моря.

Я несколько задержался на работе Пассега, поскольку она представляется довольно удачной попыткой использовать некоторые, хотя бы даже и спорные, положения литодинамики шельфа для анализа современных и ископаемых осадков. К сожалению, таких работ пока еще очень мало. Возможно, в этом и нельзя винить литологов или седиментологов, так как еще очень скромны литодинамические представления о закономерностях движения материала на шельфе. Но все же пример успешного использования хотя бы гипотетических и чисто качественных представлений, успешный анализ гранулометрического распределения осадков, отыскание характерных параметров, отражающих механизм перемещения осадка с данным гранулометрическим составом, — все это заслуживает применения в работах по литологии шельфа. В нашей стране проводились весьма детальные исследования состава современных осадков на шельфе, и было бы очень интересно попытаться обработать их по методике Пассега. Особенно интересно это было бы для условий Черного моря, поскольку основные черты распределения материала по гранулометрическому составу для этого моря, приводимые, например, М. Г. Барковской (1961), близки к аналогичным чертам Адриатического моря. Использование единых параметров,

хотя бы в пределах качественной интерпретации гранулометрических данных, позволило бы ближе подойти к установлению единых связей между литологией и литодинамикой и к использованию сравнительного метода при сопоставлении данных по различным бассейнам.

В заключение обзора работ последнего десятилетия по гидродинамике и литодинамике шельфа попытаюсь наметить ряд вопросов, решение которых необходимо для дальнейшего развития наших представлений в этом направлении. Большая часть этих вопросов уже затрагивалась мной, однако целесообразно рассмотреть их в сумме, как своего рода пункты программы дальнейших работ по изучению процесса перемещения материала на поверхности шельфа.

В области гидродинамики наиболее существенной проблемой остается выяснение факторов выноса материала из береговой зоны и дальнейшего его продвижения к бровке шельфа. Для решения этой проблемы следует во внешней части береговой зоны поставить натурные измерения и наблюдения за течениями, связанными с компенсацией волнового и иных видов нагона. За пределами зоны преобладания волновых движений необходимо вести длительные и широко поставленные измерения скоростей воды в придонном слое. Это в первую очередь касается бесприливных морей, для условий которых требуется установить туманные еще пока факторы перемещения материала вниз по шельфу. Особое внимание следует обратить на выявление движений воды, возникающих в связи с образованием внутренних волн и аналогичных им процессов, не связанных непосредственно с постоянными течениями. Однако и о последних, особенно в придонном слое, известно еще далеко не достаточно. В частности, следует обратить внимание на отклонение направления скорости от направления изобат, т. е. на возможность участия постоянных течений в переносе материала на большие глубины.

Развитие подводных исследований на глубинах в несколько десятков метров позволяет поставить натурные наблюдения за режимом пограничного слоя над естественным грунтом и, следовательно, выявить в природных условиях величины критических скоростей на различных глубинах для разных типов грунта и осадков различного возраста. Особенно интересны наблюдения за влиянием шероховатости дна на отрыв и взвешивание частиц осадка тонких фракций, а также за турбулентностью пограничного слоя при различных гидрологических режимах.

Проблема возникновения внутренних волн на шельфе и их роли в перемещении донного материала требует всестороннего исследования и разработки. Интересным феноменом, могущим играть существенную роль в образовании песчаных и илистых форм рельефа морского дна, могут оказаться так называемые вихри Лангмюра (Зубов, 1947; Faller, 1969). В книге В. П. Зенковича (1962) указано, что с циркуляциями типа таких вихрей

можно связывать образование на мелководьях гряд, направленных параллельно течениям. Аналогичные гипотезы находим в статьях Дж. Хубольта (Houbolt, 1968) и Дж. Аллена (Allen, 1968). Эта мысль заслуживает, вероятно, внимания, и имеет смысл проработать вопрос о возможности возникновения и в придонном слое при определенных условиях вихрей, аналогичных лангмюровским для поверхностного слоя. Трудно, конечно, предположить, что с вихрями этого типа может быть связано возникновение крупных песчаных гряд, подобных описанным Ван-Вееном для Северного моря, но распределение грубого материала в виде вытянутых по течению полос, образование песчаных лент, гряд или борозд небольшой высоты и продольных рифелей в илстых и песчаных грунтах может быть связано с тем, что мы иногда называем «струйчатым характером» течения, не подразумевая под этим термином какого-либо определенного механизма движения воды. Вполне возможно, что эта «струйчатость» в ряде случаев может быть истолкована именно как система регулярных вихрей с горизонтальными осями, расположенными по направлению течения. Изучение таких вихрей, условий их возникновения и возможной роли в литодинамике придонного слоя может проводиться как путем натуральных подводных исследований в зонах устойчивых течений, так и на лабораторных установках.

При использовании результатов гидродинамических исследований для анализа литодинамики шельфа и при их планировании следует, вероятно, учитывать два существенных положения. Во-первых, можно считать, что на преобладающей части шельфа литодинамические процессы определяются действием смешанных потоков с различным соотношением волновых (знакопеременных) и однонаправленных течений. Во-вторых, трудно предполагать, что на большей его части возможно сколько-нибудь длительное существование стационарных гидродинамических режимов в придонном слое. Таким образом, приложение результатов отдельных натуральных гидродинамических измерений и лабораторных литодинамических исследований к прогнозированию, например, процессов дифференциации и итогового переноса материала оказывается весьма затруднительным. Для установления причинных связей между придонными скоростями и гидрологическим режимом, рельефом дна, а также другими факторами необходим, очевидно, больший материал систематических измерений; лишь после статистической обработки такого материала следует привлекать данные лабораторных исследований. Но и на этом пути неизбежны большие трудности, хотя бы в выделении и осреднении наиболее существенных для литодинамики режимов придонного слоя.

Собственно литодинамические исследования также должны проводиться как в природе — путем выделения статистических характеристик литодинамики, непосредственного измерения перемещений материала и образуемых им форм донного рельефа, так

и в лаборатории — для выяснения механизма взаимодействия движений воды с частицами осадка, динамики отдельных форм и т. п. По-видимому, следует попытаться поставить в лаборатории и крупномасштабные исследования динамики и процесса перемещения песчаных волн, как одного из возможных механизмов переноса песчаного материала к бровке шельфа и важнейшего для инженерных целей фактора динамики дна. Кроме того, образование и движение песчаных волн во многих случаях тесно связано с процессом дифференциации материала. Можно предполагать, что возникновение таких форм часто не только обусловлено особенностями гидродинамического режима, но и является прямым следствием дифференциации осадков по гидравлической крупности. Таким образом, исследование динамики аккумулятивных форм шельфа в природе и в лаборатории может способствовать пониманию процессов не только перемещения, но и дифференциации материала. Однако трудности постановки таких лабораторных экспериментов очень велики, равно как и трудность сопоставления получаемых опытных результатов с явлениями в натуре.

Отбирая небольшие колонки грунта в закрепленных точках подводных полигонов непосредственно под водой, можно получить сведения о процессах сортировки материала на дне и о миграции границ осадков различного состава. Такие наблюдения могут послужить для установления зависимостей типа предложенных Пассега с меньшей затратой сил и времени, чем путем массового отбора проб с корабля. Подводные наблюдения совместно с использованием автономных донных приборов обеспечат получение надежного материала и по распределению мутности в придонном слое при различных гидродинамических режимах. Эти же наблюдения помогут выяснению роли суспензионных течений (малой плотности) в выносе материала из береговой зоны на большие глубины, а роль таких течений в осуществлении общего литодинамического процесса на шельфе и в дифференциации на нем обломочного материала может быть очень существенной.

Ближайшими задачами лабораторных исследований литодинамики шельфа можно считать дальнейшее изучение процесса перемещения обломочного материала в смешанном потоке, в частности распределения его концентрации по вертикали и механизма движения непосредственно у дна. Последняя задача особенно существенна, так как основная масса песчаного материала перемещается, по-видимому, именно в тонком придонном слое. Также в лаборатории следует продолжать работы по определению критических скоростей для различных типов наносов на размываемом дне при различных величинах пригружающего давления.

Почти все исследования литодинамики шельфа, направленные на решение основной задачи — раскрытие механизма перемещения материала от береговой зоны на материковый склон, одно-

временно дадут ответ и на важнейшие вопросы литологии. Понимание качественной и количественной стороны общего литодинамического процесса шельфа, а также и процессов миграции материала на нем позволит прогнозировать условия образования скоплений однородных частиц с определенными гидравлическими свойствами. Особой задачей, важной для оценки перемещения материала на материковый склон и возможности формирования концентраций полезных минералов, является определение темпа истирания частиц осадка в верхней части шельфа. Наконец, большой и сложной проблемой, решение которой необходимо для понимания литодинамики шельфа, надо считать роль подводных каньонов и происходящих в них литодинамических процессов в общем перемещении терригенного материала и его дифференциации.

Несомненно, трудности решения поставленных задач велики, особенно в части натуральных исследований, требующих создания новых методов и аппаратуры, и длительных постановок целых комплексов приборов на дно, иногда в довольно суровых условиях. Однако необходимость познания закономерностей перемещения материала на поверхности шельфа в настоящее время настолько актуальна, что нельзя останавливаться перед этими трудностями и необходимостью затраты значительных средств и сил для их преодоления. Этого требует не только стремление к решению общей задачи литодинамики океана, но и конкретные геологические и инженерные задачи освоения глубин шельфа.

ГИДРОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ  
ЗА ПРЕДЕЛАМИ ШЕЛЬФА

Следы действия глубоководных придонных течений были известны задолго до того, как были обнаружены они сами. Можно сказать, что и поныне основным источником суждений о деятельности этих течений остаются следы их предполагаемого воздействия на донные осадки. Уже из обнаруженной почти 100 лет назад слоистости глубоководных отложений и неоднородности их гранулометрического состава можно сделать вывод о существовании такого воздействия. Обнаружение песков на больших глубинах в значительной мере способствовало подкреплению этого предположения, особенно до возникновения гипотезы суспензионных потоков. На активное действие придонного течения указывает и отсутствие осадочного покрова на плато Блейк, на глубинах до 1200 м, что было установлено в 80-х годах прошлого века. Этот факт был истолкован как свидетельство интенсивного воздействия на поверхность плато придонной скорости Гольфстрима.

Начиная с 40-х годов нашего века с развитием методов подводного фотографирования поток информации о следах действия течений на больших глубинах резко усилился. Еще в 1948 г. первые фотографии рифелей на глубине 760 м (на подводной горе Атлантис) были весьма скептически встречены морскими геологами. Но уже в последующие два года количество таких фотографий с глубин до 1500 м достигло десятков штук, а затем их анализ дал возможность судить о действии течений и по ряду других признаков, в основном по следам размыва на песчаном и илистом дне вблизи препятствий (выходы коренных пород, конкреций и т. п.) и по специфическим формам отложений осадков. Фотографии таких форм получены в настоящее время с глубин до 6000 м.

Наконец, за последние десять лет новые доказательства интенсивных движений воды, способных перемещать даже песчаные зерна, получены при погружениях батискафов до предельных глубин океана. Так, с батискафа «Архимед» в Курило-Камчатском желобе на глубине 9300 м обнаружены явные признаки течения со скоростью не менее 10 см/сек, а ранее, при погруже-

нии батискафа «Триест» в желобе Романш следы размывающего действия течений отмечены на глубине 7000 м. В последние годы аккумулятивные мезоформы рельефа дна океана, несомненно связанные с действием течений, обнаруживаются при расшифровке эхограмм в виде особого характера записи — «гиперболического отражения».

Несомненность литодинамического эффекта глубоководных течений привела ряд авторов, в основном Б. Хейзена и его сорудников, к построению новых гипотез образования некоторых крупных форм. Такие построения стали особо убедительными в результате широкого развития сейсмического профилирования, позволяющего в ряде случаев утверждать, что те или иные формы рельефа, например подножие материкового склона и отдельные хребты, полностью сложены рыхлыми осадками и не могут быть связаны с рельефом подстилающей поверхности. Однако основным орудием в определении литодинамического эффекта придонных течений до сих пор остаются фотоснимки дна на больших глубинах; количество их достигло к настоящему времени десятков тысяч. Сопоставление зафиксированных на фотографиях форм — рифелей, следов размыва и др. — с данными лабораторных опытов позволяет утверждать, что практически на всех глубинах Мирового океана возможна скорость придонных течений до 10—20 см/сек, а в некоторых случаях она может быть и больше.

Значительно беднее материал непосредственных измерений придонных течений. Из-за сложности измерений, необходимости разработки специальной аппаратуры и трудности проведения работ в придонном слое на обычных океанологических станциях количество их ограничено пока несколькими десятками. Сколько-нибудь длительные измерения у дна насчитываются единицами, а измерения одновременно на нескольких горизонтах едва только начинаются. Учитывая, что придонные течения лишь в редких случаях имеют характер устойчивых постоянных потоков с более или менее неизменной скоростью, не приходится удивляться, что подавляющее большинство одиночных измерений дает величины порядка 10, а то и 5 см/сек, нередко лежащие в пределах точности измерительных приборов.

До сих пор почти нет сведений об одновременном измерении придонной скорости на больших глубинах и фотографировании участков дна, на которых произведено измерение. Таким образом, трудно сопоставить полученные на фотографиях формы с реально действующими на них потоками. Если на шельфе удастся проследить хотя бы перемещение форм, а в некоторых случаях, путем водолазных работ, и перемещение слагающего их осадка, то на больших глубинах пока приходится довольствоваться одиночными мгновенными отпечатками литодинамических процессов.

Наиболее обычный путь рассуждений при построении гипотез

о литодинамической и морфологической роли придонных течений идет от анализа фотографий, через сведения о вероятных придонных скоростях существующих в данном районе течений, к заключению о возможном суммарном эффекте их действия, а затем к сопоставлению этих заключений с данными о рельефе и осадках в районе наблюдений. Как правило, высказываемые гипотезы подтверждаются лишь отдельными, «точечными» в пространстве и времени измерениями придонных скоростей. Однако отсутствие непосредственных данных о динамике процесса приходится пока рассматривать отнюдь не как свидетельство необидительности гипотез, а лишь как показатель несовершенства существующих методов получения данных. Вполне возможно поэтому, что в развитии представлений о литодинамике на больших глубинах ведущая роль еще в течение ряд лет будет принадлежать дедукции.

Несмотря на несколько иной ход научной мысли, сохраним и здесь предполагаемую причинную последовательность изложения — от динамики вод придонной зоны к создаваемым ими формам.

### ГИДРОДИНАМИКА ПРИДОННОГО СЛОЯ

Если понимать под придонным слоем толщу воды порядка 10 м, то история исследования течений в этой толще на больших глубинах едва ли насчитывает десять лет, причем измерения их скоростей производились главным образом в порядке опробования новой аппаратуры. Данные о длительной регистрации скорости течения в придонном слое за пределами шельфа в течение нескольких часов можно встретить только у отдельных авторов, например у И. Кнаусса (Knauss, 1965) и Г. Циммермана (Zimmerman, 1971).

В табл. 3 сведены известные мне результаты измерения придонных скоростей, опубликованные за последние десять лет. В нее не включены скорости меньше 3 см/сек, которые либо лежат в пределах ошибки измерений, либо не могут играть существенной роли в литодинамике больших глубин. Только в серии измерений Кнаусса дается одна величина менее 2 см/сек для сопоставления со скоростями, полученными им же и той же аппаратурой, но в иных условиях. Учитывая длительность проведенных Кнауссом измерений, эту величину, по-видимому, можно считать характерной для абиссальных равнин Мирового океана, тем более что близкие значения находим и у некоторых других авторов.

Несмотря на большое количество предложенных за последние годы способов измерения скоростей придонных течений на больших глубинах, наиболее перспективным и надежным, хотя и далеко не самым дешевым, остается, вероятно, метод измерения вертушками с фотографической или магнитной регистрацией.

Данные о придонных тече

Глубина, м	Расстояние от дна, м	Характер		
		скорость, см/сек	направление	характер измеренной величины
4170	1,0	5	ССЗ	Единичное значение
2600	1,0	4	ЮЮЗ	То же
1760	1,0	4	ЮЮЗ	» »
5192	3,5	14—21	ЮВ	Средняя за 16 час из средних за 20 мин
5182	3,5	10—15	ЮВ	То же, за 8 час
5337	3,5	0—2	СВ	То же, за 12 час
3584	3,5	8—14	СВ	То же, за 16 час
3230	0,4	10—13	ЮЗ	Единичные значения
3700	10,0	7	Ю	Наибольшая за несколько дней непрерывной записи
4400	1,0	8	ЮВ	Средняя за 3 мин
5577	0,0	2	—	Средняя за 5 мин
9300	1,0	10	—	
4600	600	42	Ю	
2800	100	9	Ю	
4500	0,6	14	—	Средняя по четырем станциям, каждая по 5 мин
	2,0	20	—	То же
	5,0	16	—	» »
2000	1,0	35—40	От берега	Средняя за 4 час из средних за 5 мин
2000	2,0	30	То же	Средняя за 5 мин
2000	2,0	40	» »	То же
2100	2,0; 3,0	200—300	Смена напр. с З на В, с периодом 6 час	» »
2100	1,0	50—200	То же	Средняя за 5 мин
3693	2,0	26,5	—	Максимальная средняя за 1 мин из 254 часов
900	Десятые доли	41	В	Максимальная за 30 мин из серии снимков с частотой 7 кадров в минуту

ниях на больших глубинах

стика течения	метод измерения	Координаты и место измерения	Источник информации
То же	» »	47°20' с. ш., 8°15' з. д.; там же	То же
» »	» »	47°49' с. ш., 8°13' з. д.; там же	» »
Автономной вертушкой Ричардсона (ротор Савониуса) с фоторегистацией	32°11' с. ш., 68°13' з. д.; западный склон Бермудского поднятия, уклон 1:700	(Knauss, 1965)	
То же	» »	32°05' с. ш., 68°12' з. д.; там же	То же
» »	» »	34°24' с. ш., 69°47' з. д.; абиссальная равнина Гаттерас	» »
» »	» »	36°04' с. ш., 73°13' з. д.; Гольфстрим у м. Гаттерас	» »
Шариковым инклинометром с фоторегистацией	33°07' с. ш., 75°12' з. д.; противотечение Гольфстрима, на материковом склоне	(Swallow, Warington, 1961)	
Вертушкой Ричардсона с кабельной передачей сигналов	31°55' с. ш., 62°12' з. д.; банка Плантагенет на Бермудском поднятии, Аргус-Айленд	(McAllister, 1962)	
Капельным (эжекторным) фотозмерителем Ричардсона	50 миль к югу от Бермудских островов	(Thorndike, 1963)	
Фотографирование облака мутьи	30° с. ш., 160° з. д.; центральная часть Тихого океана	(Ewing, Thorndike, 1965)	
Визуально с батискафа «Архимед»	Курило-Камчатский желоб	(Cahiers Oceanogr., 1962)	
Нейтральными поплавками Сваллоу	200 миль к западу от Бермудских островов	(Heezen, Hollister, 1964)	
То же	К северо-востоку от Ньюфаундленда	То же	
Анемометрическими вертушками на мачте	0—3° с. ш., 28—38° в. д.; экваториальная часть Атлантического океана, у юго-западного подножия Срединно-Атлантического хребта	(Пыркин, 1966)	
То же	То же	То же	
» »	» »	» »	
Анемометрической автономной вертушкой	Черное море, основание материкового склона Кавказского побережья (возможно, суспензионный поток)	(Пыркин и др., 1968 а, б)	
Анемометрическими вертушками на мачте	Разрез по подводному склону на юг от Ялты, 30 миль от берега (возможно, суспензионный поток)	То же	
То же	То же	» »	
» »	Разрез от Синопа до Сочи	» »	
» »	То же	» »	
Всплывающими автономными вертушками Ричардсона с ротором Савониуса	Юго-восточное подножие банки Джорджес (Западное граничное противотечение Гольфстрима)	(Zimmerman, 1971)	
Пропеллерной вертушкой с фоторегистацией	30°30' с. ш., 77°30' з. д.; район плато Блейк	(Pratt, 1963)	

Глубина, м	Расстояние от дна, м	Характеристика		
		скорость, см/сек	направление	характер измеренной величины
3700—4300	3,0	1,0—4,0	—	Пределы в течение суток
4860	Десятые доли	7,5	—	Максимальная
3785	0,10	2,5	—	Средняя за 2 час
	0,20	3,0	—	То же
	0,40	3,3	—	» »
Более 3660	1,85	3,4	ЮЮВ	Средняя за 5 мин
4806	3,0	15,0	ЗСЗ	Средняя за 43 час
5275	3,0	4,4	ЗСЗ	То же
5000	3,0	2,4	—	Средняя за 22 час
		5,9	—	Максимальная
540	4,0	75	—	Максимальная по отдельным замерам

Эти вертушки позволяют производить установку автономных, длительно работающих станций, работают в широком диапазоне скоростей, и их показания не вызывают сомнений при работе в любых условиях, даже при значительном отклонении оси прибора от вертикали (до  $45^\circ$ ). К числу таких приборов относятся широко известные вертушки Ричардсона (в варианте для больших глубин) с ротором Савониуса, использовавшиеся Кнауссом и Циммерманом. В глубоководном варианте прибор с фотографическим регистратором отсчетов и программным устройством, допускающим работу в течение многих суток с отсчетами средней скорости за период от 1 до 20 мин, по окончании срока измерений автоматически всплывает на поверхность. Для его обнаружения с судна он снабжен датчиком радиосигналов и проблесковой лампой. Вертушкой также с ротором Савониуса, но с магнитной системой отсчета пользовался Дж. Исаакс с сотрудниками (Isaacs a. o., 1966) при работах на глубинах 3700—4300 м к западу от п-ова Калифорния.

Значительное число одиночных замеров получено с помощью маятниковых приборов или инклинометров, наиболее известным среди которых является прибор Дж. Каррузера «Пиза» и вари-

тика течения	Координаты и место измерения	Источник информации
Вертушкой с ротором Савониуса и магнитной передачей; суточные станции	300—700 миль к западу от п-ова Калифорния (Тихий океан)	(Isaacs a. o., 1966)
Трехмаятниковым инклинометром с фоторегистрацией; частота съемки 5 кадров в минуту	15°17' с. ш., 96°12' з. д.; Средне-Американский желоб	(Thorndike, Ewing, 1969)
Киносъемка облачка красителя	250 миль к западу от берега Южной Калифорнии	(Sternberg, 1969)
То же		
» »		
Фотосъемка мути при ударе поршневого пробоотборника о грунт	14° с. ш., 50—55° з. д.; между Антильскими островами и Срединно-Атлантическим хребтом	(McCoy, 1969)
Вертушкой с ротором Савониуса и магнитной передачей	Центральная котловина Тихого океана, желоб	(Reid, 1969)
То же	То же, равнина	То же
Вертушкой с ротором Савониуса	То же, склон холма	(Johnson, Johnson, 1970)
То же		
Визуально из подводной лодки «Альвин»	Плато Блейк	(Milliman a. o., 1967)

ант его для больших глубин, в котором вместо границы контакта двух жидкостей используется маятник с зажимом в виде двух дисков, срабатывающих после определенного времени пребывания в морской воде (Carruthers, 1962). Использование маятника или иного типа инклинометра для регистрации течений диктуется, с одной стороны, сравнительной простотой и дешевизной конструкции, а с другой — тем, что величины скоростей на больших глубинах, особенно в пределах абиссальных равнин, нередко оказываются ниже предела чувствительности обычных вертушек. В. Романовским (Romanovsky, 1962) описано устройство, состоящее из установленной на треноге вертушки и дополнительного маятника, положение которого фиксируется на пленке одновременно с показаниями компаса. Вертушка дает надежные показания при скоростях выше 2 см/сек; при меньших скоростях анализируются показания маятника. Такое устройство использовалось в Средиземном море на глубинах до 2700 м, где им измерены скорости не более 4 см/сек. Японскими исследователями (Tadayochi a. o., 1965) сконструирован и испытан маятниковый прибор с фоторегистрацией, точность которого они оценивают всего в 3 см/сек. Этот прибор испытан на глубинах до

1280 м. К маятниковым приборам можно отнести и описанный Г. Ортоланом, видимо находившийся к 1966 г. еще в стадии испытаний (Ortolan, 1966). В этом приборе инклинометр выполнен в виде качающегося стержня, заякоренного на дне и снабженного в верхней части круглым поплавком. В стержне заключены жидкостные инклинометры и фотоустройство, позволяющее регистрировать отсчеты в течение 52 час через каждые 4 мин или в течение 15 суток с интервалом в 1 час. Максимальная регистрируемая скорость течения 1,5 м/сек, точность  $\pm 2$  см/сек. Прибор, по-видимому, предназначен для глубин не более 1000 м.

Инклинометр в виде шарика с положительной плавучестью и фоторегистрацией его положения, также в автономном исполнении, использовался А. Лаутоном при измерении придонной скорости противотечения Гольфстрима в 1957 г. на глубинах более 3000 м (Swallow, Wartington, 1961). Р. Прайт (Pratt, 1963) с помощью прибора сходной конструкции исследовал распределение придонных скоростей в районе плато Блейк с борта экспедиционного судна «Атлантис». Скорость течения регистрировалась путем одновременного фотографирования отклонения четырех шариков для настольного тенниса и пропеллерной вертушки. Снимки следовали с частотой 7 кадров в минуту в течение почти получаса. Одновременно в кадр попадало изображение участка дна, что позволяло связать величины скоростей с предполагаемыми их проявлениями на дне: рифелями, отклонениями стеблей растений, распределением осадков за препятствиями и т. д. Измерения показали, что в районе работ придонные течения могут достигать 30—40 см/сек и в общем совпадают по направлению с поверхностным течением Гольфстрима, хотя величины их скоростей в общем случае не коррелируют между собой. На серии последовательных фотографий при отклоненных шариках можно заметить песок, движущийся над дном, высланным марганцевыми конкрециями.

В 1962 г. Е. Торндайком (Thorndike, 1963) был использован на глубине 4400 м оригинальный прибор для измерения скорости придонного течения с помощью фотографирования выпускаемой из эжектора капли жидкости с нейтральной плавучестью. В этом приборе имеются маятники для определения положения прибора относительно вертикали, находящиеся в поле зрения фотоаппарата. Максимальная измеряемая скорость около 30 см/сек, но точность измерения очень высока. Регистрация положения капли может происходить в течение 3 мин. Тем же автором совместно с М. Юингом и Д. Хэйсом (Ewing, Hayes, Thorndike, 1967) описан фотоприбор для измерения скорости придонного течения по регистрации смещения облака мути, возникающего при ударе трубки-грунтоотборника о грунт. Фотоаппарат вместе с нефелометром и устройством для отбора проб воды укреплен в головной части трубки и снабжен компасом для оценки ее положения и направления течения. С помо-

щью описанного устройства были получены сведения о придонных скоростях на глубинах 5500 м в Тихом океане.

В 1969 г. Торндайк и Юинг (Thorndike, Ewing, 1969) описали новый прибор для измерения скорости и направления глубоководных течений, состоящий из трех одинаковых легких флюгеров с горизонтальными осями, расположенных по окружности диска через  $120^\circ$ . Кроме этих флюгеров в приборе имеются тяжелые маятники, по которым определяется отклонение всей установки от вертикали, а в центре диска установлен флюгер направления течения и рядом с ним компас, вмонтированный в диск. Весь прибор подвешивается на треноге, на которой также укреплен фотонепелометр. Отклонения маятников фотографируются сверху через каждые 12 сек. Авторы приводят результаты измерений течения на глубине 4860 м в желобе Конрад ( $15^\circ 17'$  с. ш.,  $96^\circ 12'$  з. д.). Течение со скоростью 7,5 см/сек было направлено вдоль желоба,

Р. Стернбергом (Sternberg, 1969) разработан автономный прибор для регистрации скорости течения одновременно на трех горизонтах в пределах 1 м от дна. В приборе на цветной киноплёнке регистрируются облачка разноцветной краски, периодически выпускаемые на этих горизонтах. Рассчитан прибор на глубины до 5300 м и на непрерывную работу до трех недель. При опробовании на глубине 3785 м записана скорость течения меньше 4 см/сек.

В глубоководной капсуле, содержащей ряд приборов и устройств для исследования придонных явлений на больших глубинах, описанной Ф. Снодграссом (Snodgrass, 1968), измерение скорости течения производится с помощью термистора с чувствительностью 1 мм/сек. Три таких датчика позволяют определить флуктуацию трех составляющих скорости. Имеется также возможность определения и направления течения.

Наконец, К. Бекнером (Beckner, 1966) описан прибор, основанный на использовании искусственной радиоактивности. Он рассчитан на работу до глубины 1800 м и измерение скоростей до 5 м/сек. Датчиком скорости являются восемь чувствительных элементов, расположенных по окружности, в центр которой производится инъекция радиоактивного раствора. Показания передаются по кабелю на борт судна.

В последние годы в США для длительных измерений придонных скоростей используются преимущественно вертушки с ротором Савониуса и с записью на магнитную ленту. Такие вертушки устанавливаются автономно на якоре и удерживаются над дном затопленным поплавком. Все устройство снабжается ультразвуковым сигнализатором (пингером) и приспособлением, отделяющим вертушку от якоря по сигналу с судна. Постановки таких вертушек в настоящее время проводятся на срок в несколько месяцев в связи с обнаруженной длиннопериодной изменчивостью параметров донных течений в весьма широких

пределах. Однако до 1971 г. результаты столь длительных измерений в периодических изданиях не публиковались.

Некоторый интерес представляют также значения скорости, полученные с помощью нейтральных поплавков Сваллоу (Swallow, Wartington, 1961), которые не предназначены для работы в собственно придонном слое и обычно используются на горизонтах выше 100 м от дна. Результаты большого числа измерений, произведенных с помощью таких поплавков, дают хорошее представление о распределении скоростей в толще воды и о существовании противотечений, а также надежные сведения о средних скоростях и направлении переноса. Таким образом, данные этих измерений могут быть в какой-то мере использованы для суждения о существовании устойчивых течений и в придонном слое.

Лишь в четырех новых американских работах и в статьях Ю. Г. Пыркина находим материалы систематических измерений в придонном слое, аналогичных начатым Кнауссом. Одна из статей посвящена изучению придонных скоростей Западного донного противотечения между Мальми Антилскими островами и Срединно-Атлантическим хребтом (McCoу, 1969). Ее автор в качестве измерителя скорости пользовался усовершенствованным прибором Торндайка, Юинга и Хейса. Фотоаппарат для регистрации облака мути от удара поршневого пробоотборника о грунт был заменен двумя кинокамерами, сфокусированными на горизонты 1,8 и 4,8 м от дна. Глубина океана в районе съемки составляла 3660 м, а измеренные скорости не превосходили 3 см/сек, что подтверждается отсутствием рифелей или иных признаков более сильных течений. Западное придонное противотечение прослежено до 12° с. ш., где оно, видимо, рассеивается и затухает. Вторая работа принадлежит Циммерману (Zimmerman, 1971), который в 1968—1969 гг. измерил придонные скорости того же противотечения на семи станциях в районе к юго-востоку от банки Джорджес, на глубинах от 2900 до 5000 м, автономными всплывающими вертушками Ричардсона, аналогичными использованным Кнауссом. Измерения Циммермана являются, вероятно, наиболее длительными из опубликованных по 1971 г. (см. табл. 3). Максимальные измеренные скорости (средние за 1 мин) были 26,5 см/сек (на глубине 3693 м) и 24,4 см/сек (4894 м), что на порядок больше измеренных МакКоем в районе Малых Антилских островов.

В третьей статье Дж. Рид (Reid, 1969) описывает исследование глубоководного канала в районе центральной котловины Тихого океана. Средняя за 43 час скорость на глубине 4806 м, измеренная им на горизонте 3 м от дна, оказалась равной 15 см/сек при направлении течения на запад-северо-запад, в то время как к югу от канала, в депрессии шириной около 400 км, на глубине 5275 м, средняя скорость за 45 час составила на том же горизонте всего 4,4 см/сек. Измерения производились верту-

шкой с ротором Савониуса и магнитной системой передачи. Наконец, в статье Д. и Т. Джонсонов (Johnson D., Johnson T., 1970) приведены результаты длительных измерений скорости на горизонте 3 м над дном также вертушкой с ротором Савониуса. На глубине около 5000 м, в центральной части Тихого океана, средняя за 40 час скорость оказалась равной 2,4 см/сек при максимальном значении 5,9 см/сек.

В заключение рассмотрим чрезвычайно любопытные результаты измерения придонных скоростей, полученные Ю. Г. Пыркиным в Атлантическом океане и Черном море (Пыркин, 1966; Пыркин и др., 1968а, б), за период с 1960 по 1966 г. Им была создана автономная вертушка с чувствительностью 0,5 см/сек; запись осуществлялась на фото пленке по 5 мин каждый час. Затем он сконструировал донную градиентную мачту, сначала с тремя, а потом с пятью горизонтами измерений модуля скорости при чувствительности вертушек 1,5 см/сек. В последнем варианте такой мачты на горизонте 1 м от дна устанавливался флюгер для записи направления. В качестве чувствительного элемента во всех приборах служили трехчашечные анемометрические вертушки с вертикальной осью. Измерения с помощью градиентной мачты были начаты в 1963 г. на глубине около 4500 м в Атлантическом океане, между побережьем Бразилии и Срединно-Атлантическим хребтом. Вертушки устанавливались на трех горизонтах: 0,6, 2,0 и 5,0 м от дна. Результаты измерений показали существование максимума скорости на горизонте 2 м и уменьшение ее, примерно на 15—20%, на горизонтах 0,6 и 5 м. Автономная вертушка использовалась для измерений на материковом склоне Черного моря начиная с 1960 г. При постановке на глубинах 300, 1000 и 2000 м у берегов Кавказа на горизонте 1 м над дном неоднократно были измерены скорости 35—40 см/сек при повышенной мутности в толще воды до 100 м от дна. Такие скорости Пыркин связывает с действием сезонных мутьевых потоков, по-видимому, плоскостного характера.

В 1965 и 1966 гг. на материковом склоне Черного моря был проведен цикл измерений градиентной мачтой с пятью горизонтами установки вертушек — от 1 до 5,5 м над дном, с регистрацией направления течения на горизонте 1 м. Измерения в котловине восточной части моря неизменно показывали наличие максимума скорости на высоте 2—3 м над дном. Из 34 станций лишь в трех случаях скорости были меньше 1,5 см/сек и постоянно наблюдался чрезвычайно резкий градиент скорости непосредственно у дна.

По-видимому, Ю. Г. Пыркину в ряде случаев в Черном море удалось измерить непосредственно скорости мутьевых потоков, текущих со склона на большие глубины. В связи с этим соответствующие результаты привожу в гл. IV. Пыркин считает также, что в условиях Черного моря в определенные сезоны и при определенных гидрометеорологических ситуациях на материковом

склоне и даже в глубоководных районах можно встретить придонные слои с повышенной мутностью, созданные суспензионными потоками. Наличие значительного градиента мутности создает предпосылки для возникновения внутренних волн на границе раздела и развития высоких скоростей воды в придонном слое. Если в приливных морях, как было отмечено ранее, возникновение внутренних волн можно связывать с приливными течениями, то в условиях Черного и других внутренних морей такие волны могут возникать в результате сейшевых колебаний

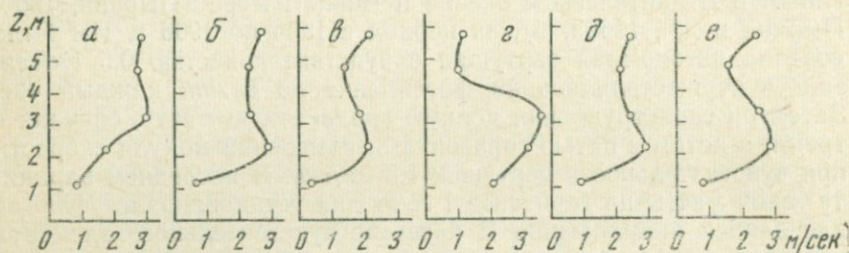


Рис. 7. Профили скоростей придонных течений, полученные Ю. Г. Пыркиным (1968) на разрезе от Синопа до Сочи

*a* — 17 час 27 мин, 6.IX 1966 г. (восточное); 7.IX 1966 г.: *б* — 00 час 19 мин (западное); *в* — 05 час 58 мин (восточное); *г* — 11 час 49 мин (западное); *д* — 17 час 37 мин (восточное); *е* — 23 час 56 мин (западное); *з* отсчитывается от дна

уровня, создающих небольшие скорости в основной толще воды, но значительные — в придонном слое.

В качестве примера такого режима можно привести измерения Пыркина на разрезе между Синопом и Сочи в 1966 г. На этом разрезе было выполнено шесть станций с постановкой градиентной мачты. Интервал между ними составлял 6 час, а время измерений — 1 час. На всех станциях были отмечены максимумы скорости на горизонтах 2—3 м и минимум — на горизонтах 4,5 и 1 м. На пяти станциях максимальные скорости были близки к 3 м/сек и лишь на одной — 2 м/сек. Направление течения от станции к станции менялось каждые 6 час почти точно на 180°. В поверхностном слое поплавки не показали ни на одной станции какого-либо течения (рис. 7). Пыркин сопоставил эти результаты с данными мареографов Одессы, Севастополя и Туапсе и нашел, что направления придонных скоростей во всех случаях были противоположны направлениям перемещения всей массы морской воды, отмеченного мареографами. Построив трехслойную модель моря (с учетом верхнего слоя перемешивания толщиной 30 м и нижнего слоя повышенной мутности), он получил расчетные скорости в нижнем слое, довольно близкие к замеренным (Пыркин и др., 1968а). К сожалению, в работе отсутствуют сведения о скоростях в придонном метровом слое, а дать какое-либо заключение о характере движения воды в этом

слое путем экстраполяции эпюр скорости, измеренной на лежащих выше горизонтах, не представляется возможным. Нет в работе и данных о направлениях скорости, за исключением одного горизонта. Совершенно неясна причина приуроченности минимума скорости к горизонту 4,5 м и возрастания ее выше. К сожалению, в 1966 г. градиентная мачта была потеряна и до сих пор эти уникальные измерения повторить не удалось.

Я остановился на измерениях Ю. Г. Пыркина отчасти из-за необычности полученных им значений скорости, но в большей мере из-за наглядной демонстрации многими его измерениями возможности возникновения в придонном слое условий, которые кажутся довольно непривычными для глубоководной котловины любого моря. По-видимому, он прав, предполагая, что в условиях сравнительно небольшого внутреннего моря, даже при глубинах более 2 км, вся поверхность дна может быть периодически покрыта слоем воды с повышенной мутностью. А наличие больших градиентов мутности создает условия для возникновения и высоких скоростей в придонном слое.

Измерения, произведенные Пыркиным на материковом склоне Крыма и на прилегающей к нему абиссали, показывают, что мутные слои, движущиеся от шельфа на большие глубины, распространяются в виде плоских потоков и захватывают большие поверхности дна. Весьма возможно, что такие мутьевые потоки и не обладают во многих случаях собственными высокими скоростями, но зато они создают упомянутые ранее предпосылки для возникновения внутренних волн, способных создавать очень большие придонные скорости. При имеющемся ничтожном материале измерений и наблюдений приходится довольствоваться догадками и предположениями, но такие предположения по крайней мере указывают необходимые дальнейшие направления развития методики измерений и конструирования измерительной аппаратуры.

Попытаемся наметить эти направления, исходя из рассмотренного материала глубоководных и придонных измерений. Прежде всего надо иметь в виду малое количество таких измерений за пределами шельфа. Наиболее систематическими из них можно считать измерения Кнаусса, Рида, Джонсонов, Циммермана и Пыркина. Измерения американских исследователей проведены единственной вертушкой и не дают представления о эпюре изменения придонных скоростей. Измерения Пыркина, как уже отмечалось, дают эпюру, экстраполяция которой как вверх, так и вниз весьма затруднительна, а характер ее трудно объяснить. Ни те, ни другие измерения не сопровождалась определениями мутности или плотности воды в придонных горизонтах.

Как можно судить на основании рассмотрения табл. 3, все сколько-нибудь значительные придонные скорости, за исключением данных Пыркина, до сих пор получены на материковом

склоне, у его подножия или в глубоководных желобах. На абиссальных равнинах скорости больше 5 см/сек связаны, как правило, с действием глубинных или краевых компенсационных противотечений, распространяющихся вплоть до придонного слоя, но и они лишь при немногих измерениях достигали 20—25 см/сек. Если учесть сведения о виде эпюры скоростей в придонном слое, полученные Пыркиным в Атлантике на глубинах более 4000 м, то можно считать, что в пределах 50 см от дна скорости снижаются до 10—15 см/сек. Высокие скорости, полученные в глубоководных желобах, возможно, объясняются тем, что здесь были замерены периодические плотностные течения, переносящие массы более плотной воды с окружающих желоб глубин в его наиболее глубоководную часть, или же обмен придонных вод через желоб между различными районами океана.

Особо выделяются в табл. 3 результаты измерений Пыркина, получившего скорости до 20 см/сек на глубине 4500 м в Атлантике и очень большие скорости в котловине Черного моря на глубине 2100 м. Весьма возможно, что измерения Рида и Пыркина являются первыми сигналами о существовании на абиссальных глубинах скоростей хотя бы и более редких, чем измеренные остальными авторами, но не являющихся исключительными, особенно если рассматривать их вероятность за достаточно большие отрезки времени.

Сопоставляя данные измерений в океане с результатами, полученными Ю. Г. Пыркиным в придонном слое глубоководной котловины Черного моря, приходим к заключению, что вероятность встретить последствия сравнительно часто происходящих явлений относительно небольшой мощности в условиях небольшого бассейна гораздо выше, чем в условиях даже граничных областей океана. Сравнение вероятности возникновения у основания материкового склона океана и моря и на их абиссальных равнинах ситуаций, создаваемых мутьевыми потоками, мне кажется, говорит о том, что при переходе от океана к морю, без нарушения качественного характера явления, происходит изменение масштабов явления как во времени, так и в пространстве. Те катастрофические процессы, следы которых мы повсеместно встречаем в океане, но еще ни разу не сумели наблюдать непосредственно, моделируются в море значительно более слабыми, но и более частыми, качественно сходными процессами. В океане случай распространения слоев с повышенной мутностью в область абиссальных глубин может повториться в данном районе раз в тысячелетие, в то время как в модели океана, внутреннем море, такая ситуация может создаваться ежегодно или даже чаще.

Приведенные довольно произвольные рассуждения позволяют все же выдвинуть предложение о необходимости длительного и тщательного исследования гидродинамики придонного слоя прежде всего во внутренних морях, в которых можно ожидать

качественного подобия основных процессов с процессами в океане. Такое исследование в натуральных условиях позволит затем перейти к истолкованию аналогичных явлений в океане, хотя бы сами процессы, определяющие эти явления, остались для нас и далее ненаблюдаемыми.

Рассмотрение имеющихся немногочисленных данных измерений в придонном слое, по-видимому, позволяет утверждать, что такие крупные элементы кинематики океана, как устойчивые течения, захватывающие и придонный слой, вряд ли могут иметь, даже у подножия материкового склона, скорости выше 10—20 *см/сек* на горизонте около 1 м над дном. Если учесть неизбежное уменьшение скорости ближе к дну хотя бы по логарифмическому закону, то на высоте 10—20 *см* над ним получим средние скорости, явно недостаточные для создания какого-либо литодинамического эффекта. Отсюда, учитывая, что косвенные признаки все же неизменно указывают на существование непосредственно у дна скоростей более 10 *см/сек*, можно сделать вывод, что эти скорости, как правило, возникают в результате каких-то вторичных движений воды в придонном слое. Только такие движения способны периодически приводить материал дна в подвижное состояние и тем самым дать возможность устойчивым течениям с малыми скоростями осуществить перемещение тонкого материала, например, вдоль изобат подножия.

Из приведенного материала можно сделать и некоторые методические выводы для предстоящих исследований. Помимо детального изучения динамики придонного слоя воды во внутренних морях следует стремиться к выявлению в этом слое вторичных движений, к выяснению закономерностей их возникновения, распределения, повторяемости и т. д. Следует проводить измерения скорости внутри непосредственно прилегающего к дну слоя воды хотя бы через каждые 10 *см* от поверхности грунта до горизонта 0,5 м. Продолжением таких натуральных измерений должно быть лабораторное исследование пограничного слоя, включая и ламинарный подслой, существование которого весьма вероятно на тонких грунтах, слагающих ровные поверхности абиссальных равнин. Измерения придонных скоростей должны сопровождаться определением их направления на нескольких горизонтах, например 1, 3 и 5 м над поверхностью дна, и плотности воды через каждый метр, а в нижнем метровом слое желателен и более дробно. Такое определение целесообразно производить путем отбора проб воды достаточно большого объема и измерения температуры на тех же горизонтах.

Для этих измерений наиболее подходящей остается, по-видимому, аппаратура типа использованной Ю. Г. Пыркиным. Поскольку нас должны интересовать в основном скорости выше 5 *см/сек*, конструкцию вертушек можно несколько упростить, а может быть, целесообразно заменить чашечные вертушки роторными. Градиентные мачты имеет смысл выполнить в автономном

варианте или же дополнить автономными вертушками для одного-двух придонных горизонтов; их можно было бы устанавливать на суточные станции для записи средних скоростей хотя бы каждый час с одновременной регистрацией среднего направления потока. Создание комплекта, например, из трех градиентных мачт и пяти автономных вертушек суточного действия и сбор этим комплектом сведений о придонных скоростях на разрезах от шельфа до глубоководного плато Черного моря одновременно с отбором проб на горизонтах измерений и ненарушенных проб поверхностного грунта и с фотографированием дна в районе измерения — таковы ближайшие задачи исследования динамики придонной контактной зоны.

### ЛИТОДИНАМИКА БОЛЬШИХ ГЛУБИН

В этом разделе рассмотрим сведения о косвенных признаках литодинамических процессов на больших глубинах, приводимые в литературе за последнее десятилетие (табл. 4), и некоторые гипотезы, подкрепляемые их авторами с помощью этих признаков. Эти сведения получены почти исключительно путем анализа многочисленных фотографий дна, собранных за последние двадцать лет. В последнее время довольно широко началось применение цветной и стереофотографии. При этом от одиночных снимков, как правило, переходят к непрерывной длительной серии последовательных снимков по пути дрейфа судна. Описание современной методики подводной фотографии, а также очерк ее зарождения в США можно найти в сборнике, изданном Дж. Херси (Deep-sea photography, 1967).

Первым и наиболее убедительным признаком подвижности придонных вод обычно принято считать рифели или знаки ряби, сложенные на больших глубинах тонкозернистым песком и алевроитом, в частности сравнительно грубозернистым фораминиферовым илом. Рифели позволяют делать и некоторые предположения о величине скоростей воды над поверхностью дна и о характере ее движения, поскольку до сих пор общепринято разделение этих форм на симметричные (волновые) и асимметричные, образованные течением. До 40-х годов нашего века этим разделением и ограничивались представления о процессах образования рифелей, несмотря на очень большое разнообразие их форм, находимых в ископаемом состоянии и наблюдаемых, например, на мелководье береговой зоны. В настоящее время при лабораторных исследованиях в поступательном и волновом потоках получено множество разновидностей форм рифелей, которые принято связывать с соответствующими режимами опыта. Однако уже в конце 40-х годов О. Иванс (Evans, 1949) предостерегал от поспешных заключений об условиях формирования

знаков ряби на основании их морфологии. Он приводит ряд характерных черт рифелей, казалось бы позволяющих совершенно определенно говорить об условиях их образования, но тут же указывает на возможность образования сложных комплексных форм, в которых совмещаются черты различных типов. Следует отметить, что в те годы еще очень мало было известно о рифелях на больших глубинах и перед геологами стояла в основном задача отнесения рифелей к типу созданных либо волнением на мелководье, либо в условиях однонаправленного потока, а также задача определения направления потока или распространения волн по характеру этих форм. К 40-м годам сведения о границах распространения волновых знаков ряби ограничивались данными Сiao, полученными еще в 30-х годах прошлого века (Siau, 1841) и указывавшими на возможность существования таких рифелей по крайней мере до глубины 200 м. В то же время формы, которые можно было бы связать с действием однонаправленных течений, были известны и в 40-х годах нашего века лишь до глубины 250 м. Что же касается рифелей на глубинах порядка километров, то они и сейчас служат для определения гидродинамических условий в придонном слое, нередко без надлежащих для этого оснований.

В результате широкого развития в военные годы подводной фотографии в США за период с 1946 по 1951 г. диапазон глубин, на которых были получены фотографии рифелей, расширился со 120 до 1375 м. На глубине 1375 м они были сфотографированы на подводной горе Сильвания вблизи Маршалловых островов и оказались симметричными и волновыми по всем прочим признакам, указанным в свое время Ивансом. Тайна происхождения этих форм остается нераскрытой и до сих пор, а Г. Менард, в статье которого находится их описание (Menard, 1952), полагает, что они образованы некоторыми короткопериодными колебаниями воды в придонном слое. Шаг этих рифелей был около 30 см, высота более 5 см, они были сложены глобигериновым илом с отдельными раковинами размером до 0,5 мм и пересекали каменистый участок дна. По расчетам Менарда скорость сформировавшего их потока должна была составлять около 15 см/сек. В этой же статье Менард указывает на неопределенность понятия «симметрия» применительно к рифелям на больших глубинах, где на ограниченном участке дна можно встретить как симметричные, так и асимметричные формы и даже вдоль гребня одного и того же рифеля профиль его может измениться с «волнового» на асимметричный. Менард пишет, что на больших глубинах вполне возможно существование переменных течений, способных создавать симметричные формы, а при совместном действии волн и течений, например на шельфе, возможно возникновение асимметричных рифелей.

А. Лаутон в обзоре микроформ донного рельефа (Laughton, 1963) приводит максимальную глубину нахождения рифелей,

Местонахождение	Глубина, м	Характеристика	Метод обнаружения	Источник информации
<b>Песчаные волны</b>				
Материковый склон о. Понцо (Средиземное море)	2800	Шаг порядка 10 м	Фотография из батискафа «Триест»	(Пиккар, Дитц, 1963)
Подножие материкового склона у берегов Бразилии (26°21' ю. ш., 34°36' з. д.)	4452	Наибольшая высота 20 м, шаг 1000 м	Эхограмма исслед. судна «Вима»	(Heezen, Hollister, 1964)
Там же (18°57' ю. ш., 34°59' з. д.)	4150		Эхограмма исслед. судна «Вима»; гиперболическое отражение	То же
Район о. Мадейра	4000		Эхограмма с гиперболическим отражением	(Laughton, 1962)
Район Кадисского залива	800	Образованы придонным Средиземноморским течением (на поверхности песчаных волн ромбовидные рифели)		(Heezen, Johnson, 1969a)
Там же	1100			
Мессинский пролив	990	Образованы северным противотечением из Мессинского залива; высота 2—9 м		(Ryan, Heezen, 1965)
Северная Атлантика	2000—3000	Три комплекса сложенных осадками, хребтов, образованных придонным течением из Норвежского моря; высота до 40 м, шаг до 1500 м		(Johnson, Schneider, 1969)
Абиссальная равнина между плато Блейк и Багамскими островами (26°00' с. ш., 76°40' з. д.)	4780	Серия параллельных валов, сложенных осадками и вытянутых с севера на юг; шаг 120 м	Эхограмма	(Clay, 1964)
<b>Рифели</b>				
У северо-западного берега о. Реюньон	188	Симметричные, волновые	Отпечатки на лоте (1838 г.)	(Stau, 1841)

Там же	119	Симметричные	Фотография (1945 г.)	(Ewing a. o., 1946)
Подводная гора Атлантик	760		Фотография (1948 г.)	(Menard, 1952)
Подводная гора Сильвания (Тихий океан)	1375	Симметричные, пологие, прямолинейные, пересекают каменистое дно; высота 7 см, шаг 30 см	Фотография (1949—1951 гг.)	То же
Плосководный желоб южнее о. Реюньон (23°06' ю. ш., 56°43' в. д.)	4900		Фотография с исслед. судна «Вима» (1961 г.)	(Heezen, Hollister, 1964)
Подводная гора западнее Иберийской равнины (41°12' с. ш., 15°14' з. д.)	3127	На песчаном дне лежат валуны	Фотография	(Laughton, 1963)
Срединно-Атлантический хребет	3700		То же	(Heezen, 1963)
Склон Курило-Камчатского желоба (46°37' с. ш., 152°07' в. д.)	1950	Грунт — песок, галька, валуны	> >	(Зенкевич, 1970)
Подножие склона Курило-Камчатского желоба (46°13' с. ш., 153°16' в. д.)	5530	Нечеткие песчаные формы среди выходов коренных пород	> >	То же
Желоб Чагос (Индийский океан)	5346	Предположительно сформированы суспензионным потоком	> >	Атлас фотографий дна Индийского океана. Ин-т океанол. АН СССР, 1968 г. (фотографии В. Ф. Канаева и Н. Л. Зенкевича)
Северная часть Аравийско-Индийского хребта	2000	Ячеистые структуры; борозды между обломками пород	> >	То же
Плато Манихики (экваториальная часть Тихого океана)	2610		> >	(Heezen, Glass, Menard, 1966)
Подножие плато Блейк	5000		> >	(Heezen, Hollister, Ruddiman, 1966)
У побережья Северной Каролины (Атлантический океан, район действия Западного граничного противотечения Гольфстрима)	3630		Фотография с исслед. судна «Истуорд»	(Rowe, Menzies, 1968)

Таблица 4 (окончание)

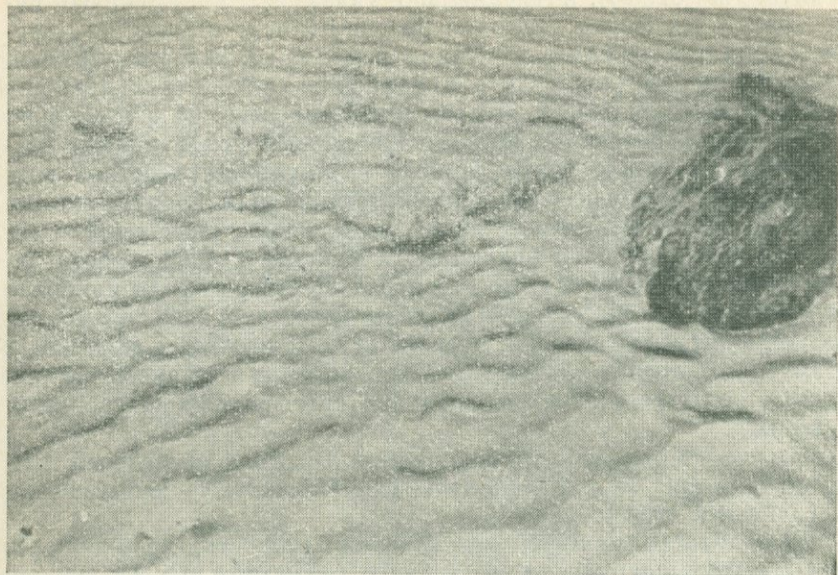
Местонахождение	Глубина, м	Характеристика	Метод обнаружения	Источник информации
<b>Борозды, знаки размыва</b>				
Склон Курило-Камчатского желоба (46°12' с. ш., 153°07' в. д.)	4000	Алеврит	Фотография	(Зенкевич, 1970)
Плато Манихики	2240		То же	(Heezen, Glass, Menard, 1966)
У побережья Северной Каролины	5260		Фотография с исслед. судна «Истуорд»	(Rowe, Menzies, 1968)
<b>Обнажения коренных пород, песок на больших глубинах</b>				
Желоб Романш (Атлантический океан)	7400	Выходы коренных пород и песок на дне желоба	Фотография с исслед. судна «Каллипсо»	(Cousteau, 1958)
Там же (0°10' ю. ш., 18°21' з. д.)	7500	Выходы коренных пород	Фотография	(Laughton, 1963)
Курило-Камчатский желоб	9300	Дно желоба покрыто песком	Визуально, из батискафа «Архимед»	(Cahiers oceanographiques, 1962)
Вершина подводного холма (29°17' с. ш., 57°23' з. д.)	5618	Дно покрыто конкрециями	Фотография	(Laughton, 1963)
Северо-Атлантическая абиссальная равнина	5950	Выходы коренных пород среди абиссальных отложений	То же	(Heezen, 1963)

равную уже 3130 м, и специально указывает на крайнюю изменчивость их формы, которая нередко может полностью измениться на протяжении десятка метров, и на невозможность в большинстве случаев судить о придонных движениях воды по их характеру. Он пишет, что симметрия рифелей не обязательно должна быть связана с короткопериодными колебаниями; возможно образование таких форм и в результате действия возвратно-поступательных приливных течений или проявления неоднородности в местных течениях, но никаких доказательств таких предположений не приводит. Собранные к 1963 г. фотографии позволили утверждать, что после шельфа рифели наиболее распространены на вершинах подводных гор, где возможны большие скорости течений, обычны осадки песчаных фракций и обнажения коренных пород. Значительно реже встречаются они на подводных хребтах и совершенно отсутствуют на абиссальных равнинах.

В качестве примера глубоководной фотографии рифелей приведен снимок (рис. 8), полученный Институтом океанологии АН СССР в 1970 г.

Если Менард считал критическую скорость, необходимую для образования рифелей из песка с диаметром 0,5 мм, равной 24 см/сек, то Лаутон, по результатам опытов Манохара, указывает 20—40 см/сек для песка крупностью всего 0,2 мм. По данным отечественных исследователей, приведенным, например, в книге В. В. Лонгинова (1963), формирования рифелей из песка крупностью 0,2 мм можно ожидать при средних скоростях потока 15—20 см/сек, а возможно, и менее.

Большая работа по описанию признаков воздействия придонных течений на дно океана опубликована Б. Хейзенем и Ч. Холлистером (Heezen, Hollister, 1964). Это, вероятно, единственная пока сводная работа, в которой рассматриваются все обнаруженные признаки такого воздействия, включая состав и текстуру донных осадков, а также высказываются некоторые гипотезы о возможной роли глубоководных течений в динамике дна океана, развитые в последующих статьях Хейзена и его сотрудников. Помимо рифелей авторы отмечают такие черты микрорельефа, как борозды, оставляемые течением в осадках при обтекании отдельных выступов дна, валунов, конкреций и других препятствий; вымоины самых различных размеров вокруг отдельных валунов и конкреций; продольные по отношению к течению полосы песка и более тонкого осадка за препятствиями. Перечисленные формы очень изменчивы и могут возникать на сравнительно небольших участках дна, что указывает, очевидно, на локальный характер формирующих их течений. Авторы приводят данные о нахождении рифелей уже на глубине 4900 м (в Индийском океане) и описывают продольные рифели, способ образования которых неясен, а также мегарифели с шагом до нескольких метров, с гребнями, сложенными грубым материа-



**Рис. 8.** Рифельное дно на вершине подводной горы (фото В. И. Маракуева, 48-й рейс э/с «Витязь», 1970 г.)

Снимок сделан в Тихом океане ( $18^{\circ}35'$  с. ш.,  $175^{\circ}00'$  з. д.) на глубине 1530 м, площадь снимка в натуре около  $15 \text{ м}^2$ ; грунт — алеурит. Видно влияние валуна (или выхода коренных пород) на микрорельеф, сформированный течением

лом. Относительно распространения микроформ рельефа они приводят примерно те же данные, что и Лаутон, однако отмечают существование этих форм на материковом склоне, обилие их на окраинных плато и даже на подножии склона.

Хейзен и Холлистер специально останавливаются на рельефообразующем эффекте Антарктического донного течения. Они пишут, ссылаясь на расчеты Вюста, что скорость этого течения у дна равна не менее  $15 \text{ см/сек}$ , а учитывая возможность наложения на него приливных течений — до  $25 \text{ см/сек}$ . Такая скорость вполне достаточна для перемещения среднезернистого песка.

Авторы справедливо указывают на малую надежность имеющих опытных данных о критических скоростях для частиц менее  $0,2 \text{ мм}$  и на необходимость специальных определений критических скоростей для донных осадков. Если для создания следов течений в глобигериновых илах с отдельными раковинами размером до  $0,4 \text{ мм}$  требуется течение порядка  $15 \text{ см/сек}$ , то, по их мнению, для создания каких-либо следов в более тонких осадках нужны значительно большие скорости. По-видимому, это особенно справедливо в условиях ровной поверхности или-

стого дна с минимальной шероховатостью, когда эффект течения может проявиться только при наличии каких-либо турбулизирующих поток выступов.

В 1966 г. Б. Хейзен, Б. Глассом и Г. Менардом была опубликована статья о происхождении и строении плато Манихики в западной части Тихого океана (Heezen, Glass, Menard, 1966). Площадь этого плато около 600 тыс. км<sup>2</sup>; оно окружено глубинами более 5500 м, глубины над ним равны 2400—3000 м. В восточной части плато на глубине 2600 м обнаружены рифели, а на глубине 2200 м — обильные валуны и следы размыва около них. Осадки здесь в основном состоят из фораминиферовых илов мощностью до 1 км, для перемещения которых, по мнению авторов, необходимы скорости более 15 см/сек. В другой статье (Heezen, Hollister, Ruddiman, 1966) указывается, что рифели часто встречаются на склоне плато Блейк, на глубинах от 3500 до 5000 м, однако в ней нет ни фотографий, ни описаний рифелей с глубины 5000 м, ни соображений о механизме их образования.

Наибольшая глубина, на которой получены фотографии рифелей во время рейсов судов Института океанологии АН СССР (склон Курильской впадины), равна 5500 м (Зенкевич, 1970). Однако утверждать с уверенностью, что видимые на фотографии формы действительно рифели, мне кажется, трудно. Четкие знаки ряби находим на фотографии дна желоба Чагос (глубина 5340 м), помещенной в неопубликованном «Альбоме фотографий дна Индийского океана», составленном В. Ф. Канаевым и Н. Л. Зенкевичем (1968 г.). По мнению авторов альбома, эти формы созданы суспензионным потоком.

На основании всего приведенного материала можно сделать вывод, что рифели, по-видимому, могут формироваться на любых глубинах океана, по крайней мере до 5000 м, вне районов абиссальных равнин. Борозды же размыва около конкреций и выходов коренных пород встречаются и на абиссальной равнине северной части Атлантического океана, по данным Хейзена (Heezen, 1963) — на глубине 5950 м, а по данным Лаутона (Laughton, 1963) — на глубине 5834 м. В районе Западного краевого течения, у берегов Северной Каролины (США), эти формы обнаружены на глубине 5260 м (Rowe, Menzies, 1968), а в Тихом океане советскими исследователями они зафиксированы на фотографиях, полученных с глубин до 4000 м.

В качестве примера широкого использования подводных фотографий для суждения о динамике придонных вод можно привести недавнюю работу К. Холлистера и Р. Элдера (Hollister, Elder, 1969). Авторы, обработав около 1200 снимков дна, из которых 157 были ориентированы, сумели проследить направление Антарктического донного течения, возникающего в море Уэдделла и направленного на запад, в Южную Атлантику. Скорость этого течения у дна они оценивают по фотографиям в 10 см/сек

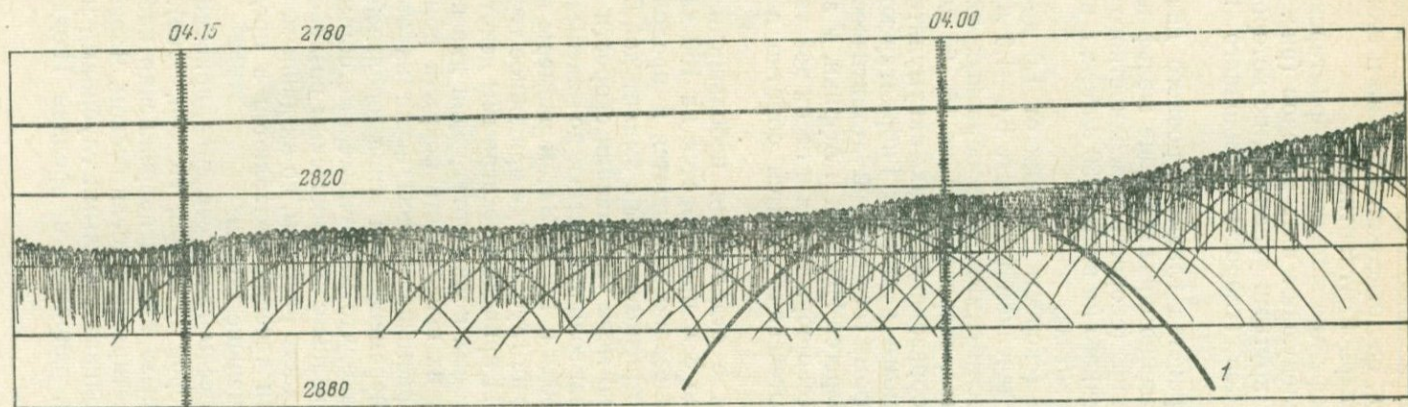
и полагают, что им выносятся в Атлантический океан вдоль изобат большое количество тонкого кварцевого материала.

Есть некоторые сведения и о нахождении на больших глубинах более крупных аккумулятивных форм, типа песчаных волн, столь характерных для шельфа. Эти данные еще очень отрывочны, и, пожалуй, ни в одном случае нельзя с уверенностью утверждать, что мы имеем дело с формами, созданными современными течениями. Источником информации о таких формах являются почти всегда эхограммы особого типа — с «гиперболическим отражением» под линией дна. Этот тип эхограмм (рис. 9) впервые был получен в районе о. Мадейра и проанализирован Лаутоном (Laughton, 1962), а в упоминавшейся уже работе Хейзена и Холлистера (1964 г.) приводятся примеры таких записей в районе действия Бразильского течения (у подножия материкового склона Бразилии), на глубине 4150 и даже 4452 м. Здесь эхолотом обнаружены и крупные песчаные волны с шагом около 1 км при высоте около 20 м.

Клеем (Clay, 1964) описана эхограмма с серией параллельных гребней на глубине 4780 м (шаг около 120 м, высота неизвестна), полученная в районе между Багамскими островами и плато Блейк. Песчаные гряды меньших размеров, но все же значительно крупнее рифелей (шаг — несколько десятков футов) были сфотографированы еще в 50-х годах на глубине 2800 м при погружении батискафа «Триест» у о. Понцо (Пиккар, Дитц, 1963).

Хейзен и Холлистер в статье 1964 г. писали, что на выходе донного Средиземноморского противотечения из Гибралтарского пролива в Атлантический океан, на глубинах до 1300 м существуют песчаные волны крупных размеров, созданные этим течением. В конце 1969 г. была опубликована специальная работа, посвященная этим формам. Ее авторы (Heezen, Johnson, 1969a) обработали сведения о придонных скоростях Средиземноморского противотечения, а также о солености и температуре его вод к западу от Гибралтарского пролива и в районе Кадисского залива. Оригинальной частью работы является исследование дна залива и, в частности, обширного пространства, занятого песчаными осадками, образующими во многих местах аккумулятивные формы. Авторами получено большое количество эхограмм, характеризующих песчаные волны разного размера.

Под атлантическим течением, имеющим скорость на поверхности около 1,5 м/сек и направленным в сторону Гибралтарского пролива, перемещаются более соленые и теплые воды Средиземноморского противотечения. В проливе (глубина до 300 м) оно достигает максимальных скоростей (1—3 м/сек), способных перемещать по дну грубозернистые осадки, включая гальку. Выйдя из пролива, противотечение отклоняется резко вправо, в сторону берега Испании, и тонким придонным слоем продолжается вплоть до глубины около 1200 м. На этих глубинах, отстоя-



**Рис. 9.** Эхограмма с «гиперболическим отражением», полученная Лаутоном (Laughton, 1962) на записи прецизионного эхолота

Гиперболическое отражение создается ритмическими валиками на дне, простирающимися перпендикулярно курсу корабля и имеющими высоту всего в несколько футов.

1 — теоретическая гипербола; цифры сверху — время (час, мин), цифры по вертикали — глубина в морских саженях (фатомы)

щих от Гибралтара на расстоянии 250—275 км, скорость течения снижается до 15 см/сек, оно отделяется от дна и становится особой водной массой Северной Атлантики.

По характеру рельефа дно западнее Гибралтарского пролива можно разделить на следующие пять районов (рис. 10):

I. Холмистое дно с крутыми уклонами, по которому происходит скатывание осадков (скорость придонного течения 1—3 м/сек).

II. Большие пространства гладкого ровного дна с малыми уклонами, преимущественно составляющие шельф испанского и африканского побережий (скорость поверхностного атлантического течения, направленного на восток, 30 см/сек, а в Гибралтарском проливе — до 1,5 м/сек).

III. Скалистое дно (скорость течения от 1,0 до 1,5 м/сек).

IV. Дно, размытое течением (скорость 0,6—1,0 м/сек).

V. Зона песчаных волн самых разнообразных типов (100—200 км западнее пролива, скорости течения 15—60 см/сек).

Материалом для образования этих аккумулятивных форм служат пески, переносимые в сторону Гибралтарского пролива вдольбереговым дрейфом совместно с атлантическим поверхностным течением от берегов Испании и Африки. У входа в пролив береговая линия резко обрывается и песок действием Средиземноморского противотечения сносится обратно в Атлантический океан.

Язык песчаного дна с отдельными небольшими песчаными волнами амплитудой до 3 м простирается на 100 км к западу. В 150 км от пролива внезапно начинаются и продолжаются на расстоянии 10 км симметричные волны с амплитудой 5 м и шагом около 100 м. Дальше, по мере уменьшения скорости придонного течения, амплитуда и шаг волн возрастают до максимальной величины (соответственно 50 м и 1 км). Затем размеры волн уменьшаются и они исчезают на глубине, где придонное течение отрывается от дна. На рис. 11 приведены эхограммы некоторых типов наиболее крупных песчаных волн. Фотографии дна показывают, что на глубине 1200 м их поверхность покрыта ромбовидными рифелями и следами размыва. Массы песка на этой глубине подвержены частым перемещениям типа оползней. Хейзен и Джонсон считают, однако, что многочисленные обрывы кабелей в Кадисском заливе связаны с механическим воздействием противотечения. Наиболее часто разрывы, по их данным, происходят в районе, где скорости течения колеблются в пределах 50—100 см/сек на глубине меньше 1200 м.

В связи с этим интересны также сведения, приводимые в другой статье тех же авторов (Johnson, Heezen, 1969). Наиболее обычной из «естественных» причин повреждения кабелей является, по их мнению, перетирание кабеля песком. Чаще всего разрывы происходят в проливах с малыми глубинами и сильными приливными течениями, например в проливе Пюджет Саунд,

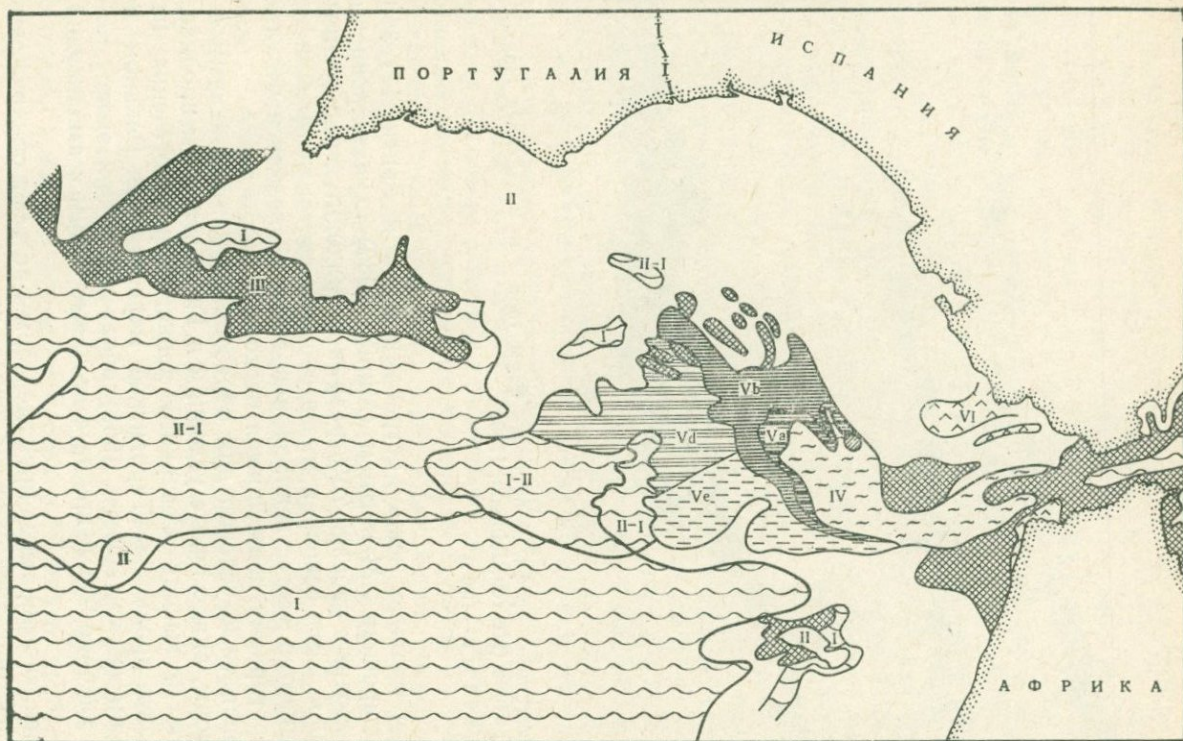


Рис. 10. Области с различным рельефом дна западнее Гибралтарского пролива (Heezen, Johnson, 1969)

*I* — холмистое дно; *II* — ровное дно; *III* — скалистое дно; *IV* — дно, отмытое гечением; *V<sub>a</sub>* — песчаные волны высотой менее 3 м; *V<sub>b</sub>* — то же, 3–10 м; *V<sub>d</sub>* — то же, 10–20 м; *V<sub>e</sub>* — то же, больше 20 м; *VI* — песчаные волны на мелководье

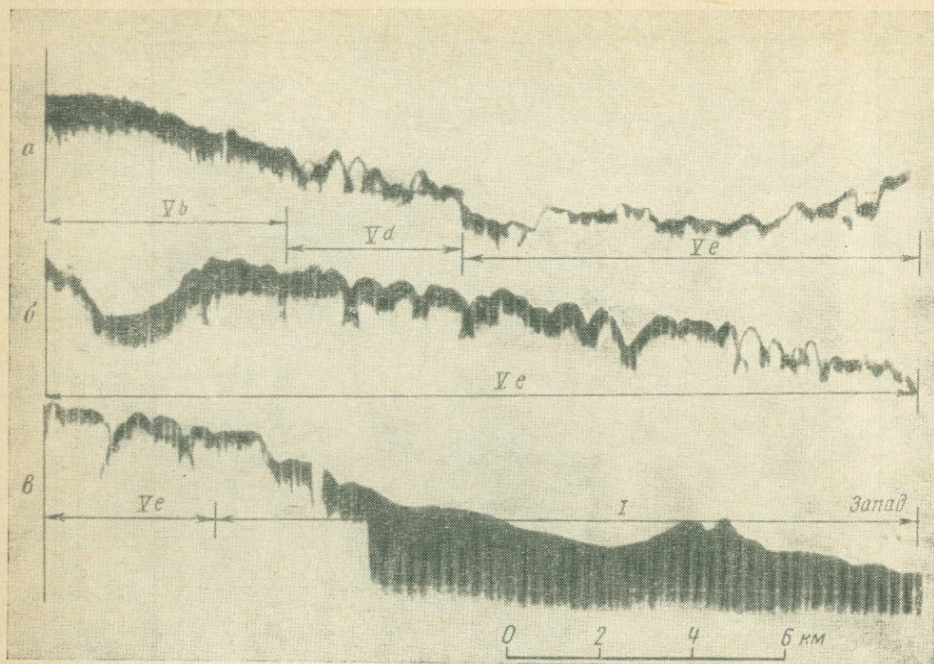


Рис. 11. Эхограммы профилей песчаных форм типа I и V западнее Гибралтарского пролива (Heezen, Johnson, 1969)

а, б — глубина 910 м; в — 1100 м

а также в проливе между островами Куба и Гаити. Из 300 проанализированных Мюнитцем (Munitz, 1966) случаев повреждений подводных кабелей 70% разрывов приходится на глубины менее 360 м. Хотя основная масса обрывов связана с тралением, но большинство «естественных» повреждений является результатом перетирания движущимся песком.

Благоприятные условия для образования донных аккумулятивных форм, аналогичные условиям в Гибралтарском проливе, существуют у выхода Северного донного противотечения из Мессинского пролива в Тирренское море, где В. Райаном и Б. Хейзенем (Ryan, Heezen, 1965) обнаружены при эхолотировании на глубине 990 м крупные песчаные волны с амплитудой 2—9 м.

Наконец, своеобразные крупные формы рельефа обнаружены в районе действия Западного граничного противотечения, направленного вдоль берегов США с севера на юг. Они описаны П. Фоксом, Б. Хейзенем и А. Харианом (Fox, Heezen, Harian, 1968) и представляют собой вытянутые с востока на запад холмы шириной 4—6 км, высотой 60—100 м, с крутизной склонов от 1 : 120 до 1 : 180, сложенные илистными осадками и перекрытые в нижней

части подножия отложениями мутьевых потоков. Такие холмы обнаружены на протяжении примерно 500 км, между подводными каньонами Гаттерас и Гудзон, на глубинах от 4500 до 5300 м. Придонное течение направлено здесь на юго-запад и имеет скорость от 5 до 18 см/сек (Pratt, 1963; Volkman, 1962; McCoy, 1969). Холмы сложены илами и, судя по асимметрии склонов и характеру слоистости, движутся навстречу течению, т. е., по мнению Фокса, Хейзена и Хариана, являются антидюнами. В настоящее время течение направлено под углом 45° к длинной оси холмов (оно идет вдоль изобат). Авторы полагают, что эти формы созданы в третичном периоде течением того же направления, что и современное. Они указывают, что во многих районах Мирового океана — главным образом в Атлантике, но также в Мозамбикском проливе и Южно-Китайском море — на абиссальных грунтах существуют илистые дюны, которые можно связывать с действием течений третичного времени.

Исследованиями сотрудников Гидрографической службы США в Северной Атлантике обнаружены три комплекса крупных аккумулятивных форм, подобных описанным антидюнам (Johnson, Schneider, 1969). Предполагается, что эти комплексы, напоминающие хребты (ridges) и названные хребтами Ээни, Гардар и Эйрик, сформированы придонным холодным течением, направленным из Норвежского моря на юг; они располагаются на глубинах 2000—3000 м и вытянуты вдоль направления течения. Поверхность хребтов образует крупные волны со средней амплитудой до 40 м и шагом до 1,5 км, перемещающиеся против течения. Указанные авторы утверждают, что согласно предварительным данным по структуре эти хребты должны быть подобны Внешнему Багамскому. Механизм образования подобных аккумулятивных комплексов пока остается неясным, но совпадение их местонахождения с зонами сильной термогалинной циркуляции заставляет думать, что основную роль в их образовании играют придонные течения. Сходные формы обнаружены также у подножия атлантического континентального склона Южной Америки и Антарктиды.

К числу признаков действия придонных течений относятся также специфические черты донных осадков и наличие на дне обнажений коренных пород. Хейзен (Heezen, 1959) указывал, что, несмотря на широкое признание роли суспензионных потоков в седиментации на дне океана, нельзя приписывать им все признаки подвижности глубоководных осадков. Приводя примеры оголения коренных пород на поверхности плато, хребтов и подводных гор, свидетельствующие о высокой скорости придонных течений, он делает вывод, что такие скорости способны создавать специфические текстуры осадка, вымывать из поверхностных слоев тонкие фракции, размывать верхние слои и создавать разрывы в последовательности отложений, наблюдаемые в колонках грунтов. В статье 1964 г. Хейзен и Холлистер пишут, что в колон-

ках пелагических осадков обычны нарушения структуры слоев песка и алевролита. Они выделяют даже группу «остаточных» глубоководных песков, отличающихся плохой сортировкой и, по-видимому, не подвергавшихся переносу, а лишь отмытых от алевроитовых и пелитовых частиц. На действие придонных течений указывает, по их мнению, и косая слоистость осадков, особенно случаи горизонтального срезания этой слоистости. Очень интересны признаки действия течений такого рода, полученные в глубоководных желобах. Б. Хейзенем совместно с сотрудниками описаны колонки, полученные в желобах Вима — в Индийском океане и Романш — в Атлантическом (Heezen, Nafe, 1964; Heezen a. o., 1964). В желобе Вима, пересекающем Срединно-Океанический хребет, в колонке, взятой на глубине 6400 м (максимальной для северо-западной части Индийского океана), обнаружены следы песка уже начиная с горизонта — 20 см, а на горизонте — 1,5 м найдена галька ультраосновных пород, подстилаемая фораминиферовыми осадками. В желобе Романш, где была измерена глубина 7856 м, получено в разное время 14 колонок. Все они под верхним слоем (по-видимому, оползневого происхождения) содержат песчаные слои, предположительно сформированные в результате смыва со склонов впадины. Оба этих примера, правда, ничего не говорят о современных процессах, однако трудно предполагать, чтобы гидродинамический режим в желобах мог существенно изменяться даже с третичного периода.

Интересна статья Дж. Хьюберта (Hubert, 1964), являющаяся как бы развитием вышедшей в 1959 г. работы Хейзена, в которой он пытался несколько ослабить «монополию» суспензионных потоков на образование слоев глубоководных песков в океане. Хьюберт не отвергает возможности отложения песков мутьевыми потоками, однако указывает, что во множестве, если не в большинстве, случаев глубоководные пески имеют все черты отложения обычными потоками и не имеют характерных черт турбидитов. Приведу несколько пунктов из заключения статьи Хьюберта.

Для песков, поднятых с больших глубин Северной Атлантики, характерны следующие особенности: 1) соотношение медианы, коэффициента сортировки и коэффициента смещения, типичное для отложений обычных потоков и течений на мелководье; 2) малый процент глинистых частиц, что свидетельствует о малой плотности транспортирующего потока; 3) косая слоистость, проходящая через всю толщу, состоящую из многих слоев песка; 4) в большинстве случаев отсутствие признаков ископаемых турбидитов, например градационной слоистости.

Хьюберт считает, что эти признаки говорят об отложении песков либо обычными потоками, либо суспензионными потоками малой плотности и что обычные потоки и течения играют более значительную роль в переносе песка с шельфа на большие глубины, чем мутьевые потоки. Правда, он не уточняет, какие именно потоки могут стекать по материковому склону с шельфа, хотя и ука-

зывает, что они, возможно, текут по подводным каньонам. По-видимому, рассматриваемая работа является естественной реакцией на тенденцию объяснять все непонятное в осадках больших глубин действием суспензионных потоков большой плотности, способных эродировать дно, несущих очень много глинистого материала во взвешенном состоянии и формирующих, таким образом, градационную слоистость, которая оказывается чуть ли не обязательной для всех глубоководных песков.

В следующем году появилась статья М. Юинга и Е. Торндайка о взвешенном веществе на больших глубинах океана (Ewing, Thorndike, 1965). Авторы с помощью фотонепелометра, в котором каждые 10 сек на непрерывно движущейся пленке получается изображение прямого и рассеянного суспензией лучей света, собрали большой материал о мутности придонных вод Атлантики в районе действия Западного граничного течения. По этим данным, а также по данным сейсмоакустических измерений выяснилось, что тонкий терригенный материал перемещается и отлагается у основания материкового склона крупными массами — облаками взвеси. Это же подтверждается центрифугированием придонных проб воды. По-видимому, на склоне и у его основания, на глубинах от 2 до 4 км, существует мощный «нефелонидный слой» толщиной от 200 до 900 м. Концентрация пелитовых частиц в этом слое достигает 0,5 г на 200 л. При поисках затонувшей подводной лодки «Трешер» на глубине 1000 м в придонном слое толщиной 7,5 м с батискафа «Триест» было обнаружено резко повышенное количество органической взвеси, происхождение которой осталось неясным. Повышенная придонная мутность либо может быть присуща придонным слоям в этом районе, либо она вызывается воздействием на дно турбулентного потока, что маловероятно, даже если учесть скорости притивотечения Гольфстрима (около 15 см/сек). Юинг и Торндайк считают более вероятным, что слои повышенной концентрации тонких частиц могут сползать с шельфа по материковому склону и формировать толщи отложений у его подножия или даже перемещаться вдоль изобат в области подножия придонными течениями, отлагаясь по мере затухания течений и образуя крупнейшие аккумулятивные формы, а возможно, и формируя рельеф самого подножия склона.

В 1967 г. появилась статья тех же авторов, упоминавшаяся нами в предыдущем разделе. В ней описывалась аппаратура, укрепленная на голове трубки для отбора грунтовых проб, в том числе и нефелометр. Результаты измерений этой аппаратурой у восточного побережья США, в районе между 25 и 40° с. ш., опубликованы в 1969 г. (Eittrheim, Ewing, Thorndike, 1969). Нефелонидный слой прослеживается здесь в толще от 300 до 2400 м над дном; наиболее прозрачная вода находится в ее середине. Наблюдения показали, что мощность этого слоя не зависит от сезона и что интенсивность рассеивания света в нем обратно пропорцио-

нальна толщине. Отложения переносимых потоком пелитовых частиц образуют крупные холмы (высотой от 20 до 200 м) на подножии материкового склона, а источником материала, по мнению указанных авторов, являются суспензионные потоки. Формирование на дне каналов и желобов глубиной от 350 до нескольких метров (небольшие борозды, едва различимые на эхограмме), по-видимому, происходит в результате подводной эрозии. Многие возвышенности на подножии материкового склона оказываются аккумулятивными образованиями типа валов и других форм конусов выноса подводных каньонов. Классическая красная глина (вулканогенный пепел, метеорная пыль) значительно слабее распространена в данном районе, чем в аналогичных районах других океанов, и роль пелагических осадков здесь значительно меньше, чем ранее предполагалось. Среди карбонатных осадков также, видимо, преобладают перенесенные из мелководных районов — с рифов и банок. Мелководные карбонатные осадки сравнительно неподвижны, а сложенные ими крутые склоны устойчивы.

Интересна работа Д. и Т. Джонсонов, посвященная перераспределению осадков придонными течениями в центральной части Тихого океана (Johnson D., Johnson T., 1970). Здесь на глубине 5000 м изучен характер распределения донных отложений около холма высотой 400 м. Средняя за 40 час скорость течения у подножия холма на высоте 3 м над дном была 2,4 см/сек, а максимальная — 5,9 см/сек; на вершине высотой 300 м — соответственно 1,1 и 3,2 см/сек. В районе исследований было проведено детальное профилирование дна и взяты колонки грунта, показавшие четкую зависимость донного рельефа от положения холмов относительно направления течения: слой отложений больше за холмом (ниже по течению), депрессия размыта располагается перед ним. Судя по строению колонок, направление течения длительно оставалось постоянным, скорость же его, вероятно, изменялась.

Дж. Хюльземанн (Hulsemann, 1968) высказывает предположение, что рельеф дна и характер осадочных толщ на больших глубинах материкового склона определяются внутренними волнами и связанными с ними течениями. На это указывают наблюдения за переменными донными течениями, скорость которых нередко превышала 20 см/сек, а иногда достигала и 1 м/сек. Автор пытается провести аналогию между гидрогенными процессами на материковом склоне и на прибрежном мелководье. На больших глубинах, как и на мелководье, встречаются уклоны порядка нескольких градусов, но рельеф таких участков еще плохо изучен. Постепенно все больше выясняется его расчлененность — ныне подводные каньоны обнаружены на склонах всех континентов; вероятно, обнаруживаемая степень расчлененности существенно определяется детальностью промеров и точностью определения координат. Профили материковых склонов на больших глубинах показывают, что поверхность их часто образует волнистую

линию, как, например, к югу от о. Нантакет (северо-восточное побережье США). Это — пологие волны высотой 10—15 м с шагом около 1 км. Осадки здесь по структуре также близки к мелководным — колонки показывают их слоистость, в том числе и косую. Придонные скорости сильно изменчивы, и, возможно, причиной их флуктуаций являются внутренние волны, которые вызываются, по мнению Хюльземанна, приливными движениями воды. Вероятно, косо подходящие к изобатам внутренние волны могут перемещать осадки и вдоль изобат, подобно вдольбереговому перемещению наносов, следствием чего может быть заполнение каньонов. Однако, стремясь к аналогии, автор не рассматривает в своей статье принципиальных различий между условиями на склонах больших глубин и в береговой зоне.

Вернемся к рассмотрению гипотез о формировании течений элементов рельефа значительно более крупных, чем микроформы или мезоформы. Концепции такого рода принадлежат в основном Хейзену и его сотрудникам и относятся к западной части Атлантического океана. Две подобные работы посвящены описанию интересных донных форм — холмов, окруженных эрозионными рвами. Образование таких форм свидетельствует, по-видимому, о значительно более интенсивной деятельности придонных течений, чем это было ранее рассмотрено. В работе Б. Хейзена и Г. Джонсона (Heezen, Johnson, 1963) описан подводный «холм», находящийся в самом узком участке Канарского пролива на глубине 1200 м и выдающийся над поверхностью дна на 185 м; ширина его около 2 и длина около 20 км. Этот холм окружен рвом глубиной от 10 до 35 м, окаймленным по внешнему краю валом примерно такой же высоты, как и глубина рва. Образование рва и вала связывается с донной эрозией, производимой течением в проливе. Аналогичная форма описана А. Лоури и Б. Хейзенем (Lowrie, Heezen, 1967). Находится она на материковом подножии, южнее подводного каньона Гудзон, в зоне действия Западного граничного противотечения Гольфстрима, на глубине около 3800 м и поднимается над дном на высоту до 1000 м. От этого холма к каньону тянется вал длиной 30 км, шириной 5 км и высотой 40 м, простирающийся вдоль изобат в направлении действующего течения. Образование этого вала, по мнению авторов, сходно с образованием отложений тонкого материала у препятствий (валунов или конкреций) в зоне ослабления придонного течения. И в этом случае, как и в предыдущем холмы захоронены в мощной толще осадков и над поверхностью дна выступает только их вершина.

В 1966 г. вышла уже упоминавшаяся статья Хейзена, Холлистера и Руддимена (Heezen, Hollister, Ruddimen, 1966), в которой рассматривается возможная роль глубинного течения в формировании подножия и материкового склона у Атлантического побережья США. Авторы отмечают, что подножие сложено обычно терригенными пелитовыми осадками, но пути поступления их ту-

да и дальнейшего распространения трудно прослеживаются из-за однородности материала. По сейсмическим данным Внешний хребет, идущий от мыса Гаттерас к югу, сложен целиком терригенным пелитом. Между хребтом и плато Блейк располагается глубоководный бассейн, куда Гольфстримом сносятся осадки, поступающие с территории юго-восточных штатов США; отсюда они перемещаются далее на северо-восток и, наконец, попадают в струю противотечения, направленную к югу и выносящую материал на Внешний хребет. Это течение направлено вдоль изобат материкового склона и его подножия ниже 3000 м, сопровождается повышенной мутностью придонных слоев и обильными следами эрозии на гладкой поверхности дна. Авторы ссылаются на измерения Торндайка и Юинга, проведенные на склоне плато Блейк вплоть до абиссальных глубин и показавшие сток пелитового материала во взвешенном состоянии вниз по склону. Затем они подсчитывают объем материала, поступающего на хребет с донным противотечением, и размеры хребта, сопоставляют эти данные с величиной терригенного стока за послеледниковый период и показывают близость полученных цифр. Общий вывод сводится к тому, что геострофические придонные противотечения являются сейчас и являлись в прошлом фактором переноса и переотложения осадков на больших глубинах океана. Этими течениями в основном создано подножие материкового склона путем разноса вдоль изобат поступающего с суши по склону материала.

Аналогичная работа, но о перемещении материала придонным Антарктическим течением в районе Бермудского поднятия, опубликована Б. Хейзенем, Е. Шнайдером и О. Пилки (Heezen, Schneider, Pilkey, 1966). Как отмечалось ранее, Хейзен и Холлистер на основании расчетов Вюста принимали скорость этого течения равной 15 см/сек; авторы же указанной статьи ограничивают ее величиной 10 см/сек. Антарктическое течение огибает Бермудское поднятие с юга на северо-восток и отделяется от области действия Западного граничного противотечения, следующего на юг вдоль побережья США, абиссальной равниной Гаттерас. Многочисленные фотографии дна, полученные в районах действия этих течений, и результаты анализа грунта позволили распространить выводы Хейзена, Холлистера и Руддимена и на район Антарктического течения. Его влияние слабее выражено в рельефе, ибо здесь отсутствует источник терригенного стока, но оно несомненно проявляется в перераспределении пелагического материала на подножии материкового склона. В зоне затухания течения, к северу от Бермудского поднятия, отмечается область мощного накопления нестратифицированных осадков.

В следующем году группа авторов опубликовала статью о некоторых дополнительных признаках действия Западного противотечения (Schneider, a. o., 1967). Они пишут, что сейсмические исследования показали наложение толщи осадков основания материкового склона западного побережья США на горизонталь-

ные слои осадков абиссальной равнины. Это связано, вероятно, с изменением характера абиссальной циркуляции в Атлантическом океане и со сносом терригенного материала по склону в виде слоев повышенной мутности, обнаруженных, как указывалось, Торндайком и Юингом. Далее авторы повторяют уже опубликованные данные об Антарктическом глубинном течении и еще раз утверждают, что рельеф и осадки подножия материкового склона сформированы придонными течениями, направленными вдоль изобат. Это утверждение обосновывается новыми сотнями ориентированных фотографий, подтвердивших преобладание на материковом склоне западной части Атлантического океана течения и переноса осадков в направлении с севера на юг. У основания склона Западное противотечение взаимодействует с Гольфстримом и возникают полосы течений переменного направления. На участке наибольших скоростей — между верхней и нижней частями подножия и у его основания — обильны выходы коренных пород и отсутствуют тонкие осадки. Предполагается, что такая ситуация в Атлантике существует уже не менее 100 000 лет.

Наконец, интересные примеры массовых перемещений терригенного материала по материковому склону приводятся в коллективной работе английских и американских исследователей (Curray, Moore, Belderson, Stride, 1966). В ней нет гипотез и предположений, но фактический материал, собранный с помощью профилографа на материковом склоне Европы от Великобритании до Испании, показывает, что весь этот склон покрыт тонким слоем современных терригенных осадков, спускающихся с шельфа. В районе между Англией и Бискайским заливом в их толщу врезаются многочисленные каньоны. Современные осадки лежат на такой же, наклоненной к океану толще третичных осадков, и каньоны прорезают обе толщи. Приводимый в последней статье материал хотя и не дает непосредственных указаний на работу придонных течений, особенно типа «продольных» противотечений Западной Атлантики, но показывает, насколько мощен и длителен процесс сноса терригенного материала по склону, создавший фактически всю толщу осадков материкового склона атлантического побережья Европы. Возможно, что повсеместно у берегов Европы и Америки материковый склон покрыт мощной толщей наклонных, падающих к большим глубинам терригенных осадков — продуктом интенсивного сноса материала с шельфа, механизм которого пока остается далеко не ясным.

На этом закончим рассмотрение литературного материала по гидрогенным процессам на больших глубинах и попытаемся подвести некоторые итоги представлениям об этих процессах.

В начале главы я назвал дедуктивными гипотезы и попытки построения широких картин литодинамики больших глубин. Быть может, такое определение не вполне точно, поскольку данные непосредственных наблюдений дают некоторые опорные точки для подобных построений, но все же трудно надеяться, что в ближай-

шем будущем появится возможность изучения процессов на больших глубинах обычными методами литодинамики — путем стационарных наблюдений, натурального и лабораторного экспериментов и последовательного перехода от закономерностей гидродинамики придонного слоя к литодинамике контактной зоны.

На чем основываются наши представления о гидродинамике и литодинамике больших глубин? Таких оснований пока еще очень немного. Это — данные отдельных измерений скорости придонных течений, значительно большего количества измерений глубинных течений и теоретический расчет геострофических течений в океане. Далее следуют косвенные признаки проявления придонных течений, в основном элементы микрорельефа дна. Обычно они ничего не говорят о состоянии придонных слоев в момент фотографирования, если не считать реакции на скорость течения со стороны некоторых организмов. Для суждения о гидродинамике придонного слоя по косвенным признакам привлекаются аналогии с данными лабораторного эксперимента и, реже, с данными наблюдений в доступных условиях мелководья или водоемов и потоков суши. Наряду с микрорельефом указания о режиме придонного слоя могут дать и поверхностные слои донных осадков — их гранулометрический состав и текстура. Для расшифровки этих признаков исследователи в основном прибегают к богатому материалу уже апробированных представлений о формировании осадочных толщ в иных условиях. Иначе говоря, используется сходство между характером осадков для установления аналогии между условиями их образования. Однако эти условия заведомо резко различны и аналогия возможна лишь для самых общих представлений о характере движения потока, отлагающего частицы осадка. Наконец, к числу отправных пунктов для воссоздания картины литодинамики больших глубин довольно условно можно отнести крупнейшие формы глубоководного рельефа и строение мощных толщ слагающих их осадков, образование которых связывается с гипотетической картиной действия придонных течений. Здесь уже не приходится говорить о возможности даже частичных аналогий или о сопоставлении с данными эксперимента — такие построения оправдываются в значительной мере лишь отсутствием более правдоподобных гипотез образования указанных форм и толщ.

Как видим, до создания цепи последовательных физических зависимостей в гидрогенной литодинамике больших глубин еще далеко. Набор звеньев для такой цепи еще недостаточен, и между ними остаются весьма ощутительные разрывы. Многими исследователями высказывалась мысль о том, что гидродинамический режим придонного слоя на больших глубинах весьма неоднороден и неустойчив как во времени, так и в пространстве. Это требует постановки длительных измерений хотя бы в отдельных точках дна для получения характеристик режима скоростей в придонном слое с одновременной фотофиксацией микрорельефа

дна либо за большие сроки (порядка месяцев) в небольшом числе точек, либо за меньшие сроки, но в большем числе точек. Принципиальных трудностей в организации таких измерений, по-видимому, нет; необходимая аппаратура в значительной мере уже существует. Если бы удалось получить данные об изменении характера поверхности дна с одновременной регистрацией режима придонного слоя, это сняло бы множество недостаточно обоснованных предположений и аналогий, позволило бы распространить полученные результаты на многие сходные ситуации и использовать их для создания более обоснованных гипотез. Однако вполне вероятно, что в условиях больших глубин океана ситуации, при которых происходят те или иные изменения в рельефе дна, очень редки и их не удастся обнаружить даже при годовых циклах измерений. В некоторых случаях для оценки возраста тех или иных микроформ могут быть привлечены следы деятельности организмов, нарушающие поверхностные слои осадков за сравнительно небольшой срок.

К сожалению, при глубоководных исследованиях чрезвычайно сложно использовать метод повторной съемки одного и того же участка дна. В принципе это осуществимо хотя бы путем установки на дне неподвижных якорей, связанных буйрепами с находящимися на поверхности воды или притопленными буями, отыскание которых в заданном районе не представит особой трудности. Вероятно, можно создать конструкцию фотокамеры, которая могла бы быть опущена к лежащему на дне якорю с помощью буйрепа, и получить таким образом повторные снимки участка, на котором находится якорь. Если бы удалось осуществить такую конструкцию, то, создав сеть опорных точек в виде заякоренных буйев, проходя через определенные промежутки времени по этой сети и фиксируя хотя бы даже состояние якорей или некоторых, выбрасываемых вместе с ними предметов, попадающих в поле зрения камеры, можно было бы получить материал своего рода стационарных измерений состояния дна. Еще более ценным, но более сложным способом получения подобной информации было бы повторное погружение батискафа к закрепленной на дне точке. Однако и методика повторной съемки не исключает необходимости непрерывной регистрации гидродинамического режима придонного слоя, хотя бы на некоторых станциях, в течение длительного срока.

Другим путем литодинамической интерпретации данных подводной фотографии, а также строения и состава поверхностных толщ грунта может явиться лабораторное воспроизведение процессов перемещения и отложения осадков в условиях больших глубин. Об этом уже говорилось в разделе о гидrogenных процессах на шельфе. Даже единственный опыт по определению критической скорости сдвига или формирования рифелей для единственного типа частиц при давлении, эквивалентном хотя бы 1000 м водяного столба, даст основание для использования

результатов лабораторных опытов, производимых в обычных условиях, или для введения в них поправки на глубину.

Важной и интересной частью гидродинамических исследований на больших глубинах следует считать градиентные измерения скоростей в придонном слое толщиной до 10 м или даже более. Эти измерения, для которых, конечно, необходима специальная аппаратура, типа разработанной Ю. Г. Пыркиным, должны проводиться в районах с сильными глубинными течениями при одновременной регистрации скорости и направления течений на горизонтах порядка 100 м и больше от дна. Результаты таких комплексных измерений позволят, возможно, перейти к использованию расчетных методов определения скоростей в придонном слое. Однако при этих измерениях необходимо одновременно контроль за однородностью свойств воды в толще измерений.

Особым разделом гидродинамических работ на больших глубинах, как и на шельфе, должно быть выяснение возможности возникновения в придонном слое вторичных движений воды типа внутренних волн. Такие исследования требуют также изучения однородности нижних горизонтов водной толщи: выявления нефеловидного слоя, выяснения его устойчивости и т. п. Аналогичные наблюдения следовало бы поставить и на материковом склоне для выяснения возможности опускания по его поверхности масс взвешенного вещества с шельфа в виде мутьевых потоков малой плотности.

В заключение обзора гидрогенных процессов на больших глубинах кратко повторю те общие сведения, которые можно считать надежно установленными для контактной зоны этих глубин, а также и те представления, которые пока еще являются гипотетическими.

Данными непосредственных измерений установлена возможность существования в придонном слое везде, кроме абиссальных равнин, на горизонтах от 1 до 4 м над поверхностью дна устойчивых течений скоростью примерно 20 см/сек. В отдельных случаях, связанных, возможно, с наличием плотностных потоков, скорость течения на материковом склоне и у его основания может достигать 40 см/сек. Ю. Г. Пыркиным на глубоководной равнине Черного моря в 2—3 м от дна получены скорости 2 м/сек, которые он связывает с возникновением в придонном слое с повышенной плотностью колебательных движений воды при сейшевых колебаниях в поверхностной толще моря.

По данным подводной фотографии на всех глубинах океана в придонном слое возможно существование скоростей воды, способных перемещать алевритовый и даже песчаный материал, выносить его за пределы некоторых участков, создавать формы микрорельефа и смывать тонкий материал, вплоть до алеврита, с очень больших площадей дна.

На глубинах более 4000 м обнаружены крупные аккумулятив-

ные формы, типа песчаных волн и крупных дюн, сложенные песком и более тонким материалом. Размеры их достигают сотен метров по фронту и десятков метров в высоту. Способ образования таких форм неизвестен, но связывается описывающими их авторами с действием придонных течений, скорость которых по современным измерениям в районах распространения форм не превосходит 10 см/сек. В районах действия сильных течений на глубинах также около 4000 м вокруг крупных подводных холмов обнаружены рвы глубиной до 35 м и шириной около 2 км; образование их связывается с обтеканием холма струей течения. В другом случае в теневой зоне еще более крупного холма обнаружен вал, сложенный (по мнению описавших его авторов) рыхлыми осадками при обтекании холма течением, перемещающим тонкий осадочный материал.

Наконец, высказываются гипотезы, что в области придонных противотечений с замеренными придонными скоростями порядка 15 см/сек возможны длительные перемещения очень больших объемов тонкого материала, приводящие к формированию в зоне ослабления течения таких крупных форм рельефа, как Внешний хребет в районе плато Гаттерас. Предполагается, что формирование подножия материкового склона, сложенного очень мощной толщей рыхлых осадков, связано с переносом этих осадков придонными течениями вдоль изобат. Возможно, что все эти элементы рельефа сложены терригенным материалом, опускающимся по склону с шельфа в виде суспензий малой плотности и большой мощности (типа нефелоидного слоя).

Как видим, разнообразие форм рельефа — от микроформ до мегаформ типа хребтов и подножий материкового склона, — связываемых с гидрогенными процессами, чрезвычайно велико. Но очень невелико число форм, процесс образования и динамика которых более или менее ясны. Более того, некоторое прояснение этого процесса ограничивается лишь той узкой областью, в которой динамика дна может пока наблюдаться непосредственно, т. е. верхней частью шельфа. Описанные в обзоре формы, несомненно, являются отражением общего процесса перемещения вещества на дне океана, но о самом этом перемещении, его механизме и расходе материала в различных условиях почти ничего не известно. Можно сказать, что в настоящее время литодинамика дна океана за пределами береговой зоны находится на уровне описательной геоморфологии, хотя методика исследования осадков и аккумулятивных форм на больших глубинах располагает большим арсеналом средств, намного превосходящим по своей мощности и возможностям тот арсенал, с которым был достигнут аналогичный уровень знаний в геоморфологии суши. И если такое состояние наших знаний о литодинамике больших глубин еще в какой-то мере терпимо и, во всяком случае, простительно, то по отношению к литодинамике шельфа оно недопустимо.

## ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Процессы, рассмотренные в первых двух главах, в той или иной мере включали в себя действие силы тяжести. Однако эта сила в гидрогенных процессах литодинамики океана не определяла ни величину, ни направление расхода обломочного материала. Только в береговой зоне компенсационные и градиентные течения имеют источником своей энергии непосредственно гравитационное поле Земли, но и здесь агентом, действующим на перемещаемый материал, является водный поток. Все же остальные течения в придонном слое как на шельфе, так и в глубоком море хотя и связаны так или иначе с проявлением ускорения силы тяжести, но связь эта весьма отдаленна. Если применительно к литодинамическим процессам суши можно пытаться утверждать, как это делает, например, А. Штралер (Strahler, 1952), что все они в конечном счете гравитационны, то на дне океана гравитационные и гидрогенные перемещения материала разделяются достаточно четко. В гравитационных процессах литодинамики океана движущим фактором является тяжесть самих движущихся твердых частиц, и их энергия способна приводить в движение окружающие массы воды, в то время как в гидрогенных процессах обломочный материал играет пассивную роль. Четкость такого разделения несколько нарушается возможностью действия в придонном слое плотностных течений, отличающихся от суспензионных (например, термических или обусловленных соленостью). Эти течения во многих случаях, например в подводных каньонах, налагаясь на симметричные приливные или иные колебания водных масс, способны определить направление переноса материала, а возможно, и самостоятельно вызывать его перемещение. Хотя по источнику энергии такие перемещения являются гравитационными, по механизму, специфическим чертам и характеру проявлений их следует считать гидрогенными; по отношению к переносимому материалу они, конечно, экзогенны. Более сложен механизм суспензионных потоков. Энергетически их движение, безусловно, является гравитационным процессом, но наряду с переносом основной суспензии они способны к перемещению больших масс донного материала, аналогично обычным водным потокам. Но поскольку источником энергии движения в них является тяжесть твердых

частиц, составляющих суспензию, суспензионные потоки следует отнести к числу гравитационных перемещений.

Всю группу гравитационных процессов можно разделить на две подгруппы: *собственно гравитационные перемещения*, для которых полностью выполняется указанное энергетическое условие движения основной массы твердого вещества, и *суспензионные потоки*, для которых это условие также полностью выполняется, но значительная часть работы по перемещению материала может совершаться через посредство промежуточного агента — воды или суспензии. Суспензионным потокам принадлежит, видимо, весьма значительная, хотя далеко еще не вполне ясная роль в литодинамике океана, и они с необходимой полнотой будут рассмотрены в гл. IV. Здесь добавим лишь общее их определение как гравитационного течения водной суспензии твердых частиц, распространяющегося в воде, обладающей меньшей плотностью, чем суспензия. Это определение достаточно ясно показывает принадлежность таких потоков к числу гравитационных процессов и в то же время качественное отличие их от собственно гравитационных перемещений. Не будем пытаться уточнять границу между собственно гравитационными процессами и мутьевыми потоками. Такая попытка заставила бы слишком глубоко вникать в сущность понятия «суспензия» и в различия между течением вязких жидкостей и пластических масс осадка типа грязевых потоков или селей.

Можно утверждать, что именно гравитационные перемещения выполняют в океане основную работу по реализации общего литодинамического процесса нашей планеты. На суше эта работа выполняется непрерывно всеми агентами переноса, за исключением ветра, роль которого в перемещении обломочного материала на Земле не так уж велика. Очевидно, что в океане процесс переноса вещества литосферы на более низкие гравитационные уровни ее поверхности протекает значительно медленнее, чем на суше.

Массы терригенного материала, поступающего в океан с суши, отлагаются на многих промежуточных уровнях, длительно перемещаются по эквигравитационным путям гидрогенными процессами, а в верхней части шельфа нередко испытывают и обратимые перемещения по нормали к изобатам. Очевидно, основной причиной замедления общего литодинамического процесса в океане является отсутствие в нем гравитационного течения вод. Те плотностные течения, которые здесь наблюдаются, не подчиняются непосредственно градиенту рельефа, как потоки на суше, и не совершают, как они, непрерывной работы по сносу твердого вещества по склонам. Собственно гравитационные процессы в условиях океана принципиально не отличаются по своему проявлению от соответствующих процессов на суше, в то время как роль водных потоков суши здесь играют, видимо, суспензионные потоки. Очень большая их роль в литодинамике океана косвенно может быть подтверждена тем, что на шельфе и в верхней части

материкового склона не происходит непрерывного накопления терригенного материала, которое было бы неизбежно, если бы его перемещение на большие глубины осуществлялось только собственно гравитационными процессами. Лишь суспензионные потоки способны перемещать материал на большие расстояния по уклонам, господствующим за пределами береговой зоны. Таким образом, хотя реками в океане нередко называют океанические течения, гораздо справедливее было бы применить этот термин к суспензионным потокам, которые не только по характеру своего течения и механизму перемещения материала, но и по роли в литодинамике океана и всей нашей планеты являются продолжением и подводными аналогами рек суши. Эта аналогия подкрепляется и связью суспензионных потоков с подводными каньонами, русла которых и продолжающие их долины играют, очевидно, ту же роль, что и русла рек, а склоны и верховья являются местом наибольшего развития гравитационных процессов. В океане, естественно, отсутствует аналог береговой зоны, разделяющей сушу и море, но в нем есть аналоги речных дельт и даже эстуариев, и не исключена возможность того, что где-то в устьях этих подводных рек действуют внутренние волны, возникающие на границах раздела между более плотными водами или суспензиями и собственно водной толщей океана.

Во введении к сборнику, посвященному проблеме подводных каньонов, Д. Горслин (Gorsline, 1970) указывает, что необходимым условием образования их на шельфе является значительный уклон верхней части последнего, определяющий развитие здесь гравитационных перемещений масс песка. Именно такие перемещения, по-видимому, дают начало возникновению линейных коллекторов стока, какими являются каньоны. Дальнейшая концентрация стока обломочного материала в этих коллекторах, независимо от механизма самого стока, приводит к дальнейшему развитию исходных промоин и формированию каньонов и их конусов выноса. Если такая гипотеза справедлива, то, очевидно, гравитационные процессы, включая суспензионные потоки, являются основным фактором не только стока обломочного материала на большие глубины, но и развития подводных каньонов.

Если исходить из глобальной схемы литодинамики нашей планеты, то, вероятно, собственно гравитационные процессы и суспензионные потоки надо считать последовательными звеньями единой цепи гравитационных перемещений, аналогичной последовательности склоновых процессов и переноса твердого материала реками. Сравнивая гравитационные перемещения обломочного материала на суше и в океане, можно отметить бóльшую диспергированность осадков, лежащих на крутых подводных склонах океана, но значительно меньший их вес в воде и бóльшую силу сцепления, возникающую при отложении в море. Трудно утверждать, таким образом, где легче осуществимы гравитационные перемещения материала — на суше или в океане. Возможно,

что в океане происходят сравнительно редкие, но наиболее грандиозные на планете гравитационные подвижки масс осадков. В то же время в верховьях подводных каньонов, насколько можно судить в настоящее время, такие подвижки в сравнительно небольших масштабах происходят постоянно, повторяясь в некоторых районах не только ежегодно, но и чаще. Очевидно, что в целом в океане гравитационные процессы протекают на разных уровнях, с разной силой и периодичностью, но общая их мощность способна компенсировать непрерывную подачу терригенного материала с суши водными потоками и другими агентами.

## ТИПЫ СУБАКВАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИИ

Изучение гравитационных процессов литодинамики океана еще только начинается и естественно, что исследователи переносят на океанические условия сведения об аналогичных явлениях на суше. Логично попытаться распространить на такие процессы в океане также терминологию и классификацию, принятые для суши. Однако чем детальнее классификация процессов суши, тем труднее ее применить к условиям океана. Пользуясь довольно большим набором таких классификаций, например классификацией А. М. Дранникова (1956), можно разделить собственно гравитационные процессы на две группы. Одна из них охватывает явления, которые могут быть названы обвалами и осыпями, а другая — оползни. Перемещение твердых частиц в первой группе происходит при упругом взаимодействии их между собой и с поверхностью, по которой они движутся. Перемещение материала в оползнях осуществляется в виде пластического сдвига больших масс связанных между собой частиц, как единого целого, по некоторым поверхностям скольжения. Дальнейшим этапом развития пластических движений, по мере роста водонасыщенности материала, являются движения типа грязевых потоков и селей, которые можно рассматривать в значительной мере как вязкое течение, и, наконец, суспензионные потоки, соответствующие по своей физической сущности полностью вязким жидкостям. Перечисленные типы перемещений могут существовать независимо, возникать в различных условиях, но могут и переходить один в другой.

До 50-х годов нашего века подводные оползни фигурировали главным образом в работах геологов и рассматривались применительно к ископаемым толщам, вскрываемым на суше. Вероятно, одним из первых обратил внимание на возможность существования оползневых структур в толщах современных морских отложений А. Д. Архангельский (1930). В начале века А. Гейм (Heim, 1908), описывая современные оползни в береговой зоне швейцарских озер, распространявшиеся на сотни метров, до глубины 40 м, рассматривал геологическое значение этого вида перемещения материала. Мощным стимулом к изучению подводных

гравитационных процессов явилось широкое распространение концепции суспензионных потоков и укоренение гипотезы о формировании их в процессе движения подводных оползней. С одной стороны, внимание было обращено на генетическую связь между ними и вытекающую отсюда связь между соответствующими осадками. С другой — возникла необходимость найти признаки, по которым можно было бы надежно отличить их отложения. Ф. Кьюнен (Кюнеп, 1956) сопоставил эти явления с точки зрения характера движения материала и свойств отлагаемого осадка. Он отмечает, что подводные оползни различных типов могут перемещаться со скоростью от нескольких сантиметров в год (крип) до скорости лавин (водонасыщенные массы типа селей), в зависимости от характера осадка и содержания в нем воды. Для оползней Кьюнен считает характерным сохранение ниш в местах отрыва и нагромождение материала в конце движения. Насыщенные водой оползни растекаются, образуя конусы выноса. Весь оползень останавливается более или менее одновременно, теряет поровую воду и консолидируется. Наибольшая скорость перемещения наблюдается на его поверхности, наибольшее трение — в основании. Обычно оползни на склонах из тонкого глинистого материала или пелита возникают при углах наклона  $5-10^\circ$ , но при толчке это может произойти и на склонах крутизной менее  $2^\circ$ . Движение материала в подводном оползне в той или иной мере всегда турбулентно, хотя градиент скорости по вертикали невелик. Кьюнен указывает, что оползень не может продолжать движение на горизонтальном дне. Однако другие авторы, в частности Д. Мур (Moore, 1961), пишут, что возможно существование прогрессивных оползней, которые, опустившись по крутому склону, приводят затем в движение массы материала, располагающиеся впереди них на горизонтальном дне. Для суши такой тип оползней был описан ранее В. Кьеллманом (Kjellman, 1955), различавшим ретрогрессивный и прогрессивный их типы. Первый развивается вверх по уклону, подобно регрессивной эрозии, второй — вниз. Ряд авторов указывают на возможность существования таких оползней и в океане, особенно при попытках объяснить те или иные таинственные явления, к толкованию которых привлекается гипотеза суспензионных потоков, однако механизм прогрессивного оползня остается неясным. Кьюнен пишет, что оползневые отложения могут сохранять первичную структуру оползшей толщи, но могут и не сохранять. Для оползневой структуры характерно растяжение слоев в ее хвостовой части и сжатие — в головной, на что указывал Гейм еще в начале века.

Различные типы подводных оползней и механизм разрушения подводных откосов, в котором ведущая роль отводится изменению порового давления и разжижению грунтов, были рассмотрены К. Терцаги (Terzaghi, 1956, 1957). Он делит подводные оползни на три типа: оползание масс связного грунта по несвяз-

ному на крутых откосах; внезапное массовое кратковременное движение больших масс осадка, связанное со спонтанным разжижением; длительное оползание на пологих склонах, свойственное глинистым грунтам при высоких избыточных гидростатических давлениях и распространяющееся иногда на горизонтальные поверхности за пределы откоса. Терцаги указывает, что разжижение грунта не может привести к возникновению суспензионного потока.

В 1963 г. появилась первая и пока единственная обстоятельная работа, посвященная специально роли подводных гравитационных процессов в осадкообразовании (Dott, 1963). В ней подчеркивается, что среди гравитационных явлений в океане следует особо рассматривать суспензионные потоки, являющиеся типичным течением вязкой жидкости. В ряду этих явлений указанным потокам предшествует пластическое течение, границы перехода от которого к вязкому очень трудно определимы. Автор работы, В. Дотт, рассматривает пластическое течение при определенной величине нагрузки как неустойчивое (метастабильное) состояние грунта, в котором ламинарное течение может переходить с ростом нагрузки в турбулентное. Для перехода от пластического течения к вязкому, по-видимому, необходимо увеличение пористости осадка, связанное с разрушением внутренних связей между частицами при возрастании давления поровой воды. Увеличение пористости ведет к росту влажности грунта далеко за предел пластичности и к достижению им предела текучести. Однако грунты шельфа могут переходить из пластичного состояния в вязкое (жидкое) в очень большом диапазоне влажности (до 70%). Этот диапазон (индекс пластичности) зависит от минерального состава грунта и повышается с увеличением содержания в нем иллита и монтмориллонита.

Дотт называет «истинными подводными оползнями» движение твердой или полусвязной массы вдоль дискретной поверхности скольжения с малым трением и относит их к числу вполне упругих взаимодействий, при которых трение проявляется лишь на определенной контактной поверхности. С ростом нагрузки оползень может, по-видимому, перейти в пластическое течение с внутренним взаимодействием частиц. Такое движение Дотт считает аналогичным субаэральным грязевым потокам или лавинам. К вязкому жидкому течению он относит движение суспензионных потоков и разжиженных масс грунта. Переход от пластического к вязкому течению определяется переходом через тиксотропический порог, каковым является предел текучести. При переходе через этот порог происходит разрушение коллоидных структур геля, переходящего в вязкую суспензию (гидрозо́ль). Однако переход этот очень нечеток — подводный грязевой поток, например, является сильно турбулентным пластичным течением с частичной потерей сцепления между частицами и большим насыщением водой. Включение прослоев глины в осадок способствует

сохранению истинного пластичного течения. Дотт отмечает, что насыщенные водой, неуплотненные гравий, песок и алевроит могут быть более способными к гравитационным нарушениям равновесия, чем илы, обладающие большим внутренним сцеплением. Устойчивость грубозернистых осадков определяется в большей мере углом их естественного откоса (т. е. трением между частицами), чем силами сцепления между ними. Отложения,

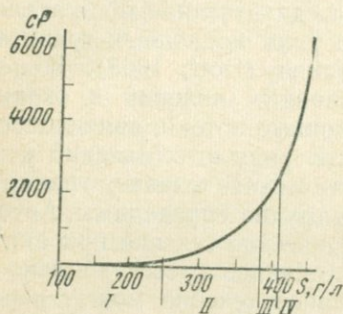


Рис. 12. График изменения вязкости суспензии (в сантипуазах —  $ср$ ) в зависимости от концентрации ( $S$  г/л взвеси) (Dangeard, Larssonneug, Migniot, 1965)

*I* — область существования суспензионного потока; *II* — то же, грязевого потока; *III* — переходная область между грязевым потоком и оползнем; *IV* — область существования оползня

обусловленные пластическими течениями грунта, сохраняют исходную стратификацию, хотя нередко в смятом виде; при переходе же через предел текучести, т. е. от геля, каковым Дотт считает грязевой поток, к гидрозолю (суспензии), стратификация нарушается полностью.

Последовательность состояний грунта, соответствующих оползню, грязевому и мутьевому потокам, исследовалась в лаборатории Л. Данжаром и его сотрудниками (Dangeard, Larssonneug, Migniot, 1965). Опыты проводились при постоянном составе осадка — тонком глинистом материале со средней крупностью частиц  $1 \mu$ . В зависимости от концентрации его водной суспензии были получены довольно четкие переходы от области развития собственно оползней к области грязевых и далее суспензионных потоков. На рис. 12 показаны соотношения концентрации и вязкости осадка, соответствующие таким переходам. Однако, несмотря на кажущуюся ясность и четкость полученных Данжаром зависимостей, вопрос, по-видимому, решается далеко не так просто. Переход от одного типа движения к другому и условия, определяющие характер движения, зависят от многих факторов, в том числе от вязкости осадка, которая в свою очередь является функцией ряда его свойств — минералогического состава, влажности, порового давления, степени однородности и т. п. Возникновение того или иного типа перемещения, как и переход от одного типа к другому в процессе движения, определяется неизвестными пока условиями. Эта проблема теснейшим образом связана с проблемой зарождения суспензионных потоков — процессом, являющимся, видимо, последним звеном в цепи непрерывных переходов от движения оползня к течению

суспензии. Несомненно, такой непрерывный переход возможен далеко не всегда и не для любых осадков; невозможно, например, представить переход к суспензионному потоку от движения камнепада или осыпи грубозернистого песка.

Некоторые условия и факторы, определяющие поведение осадка на подводных склонах под действием силы тяжести, рассмотрим в следующем разделе. Однако при этом не будем забывать, что до сих пор непосредственные наблюдения за гравитационными перемещениями донных отложений в подводных условиях практически не проводились и даже свойства осадков, лежащих за пределами шельфа, известны очень плохо, поскольку измерения этих свойств *in situ* чрезвычайно сложны, а перенос образца в лабораторную установку неизбежно связан с нарушением условий его залегания — изменением давления, влажности и, возможно, других неизвестных еще параметров.

### УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ В ОКЕАНЕ

Возникновение гравитационных перемещений определяется прежде всего свойствами осадка в естественном залегании, обусловленными историей и обстановкой его отложения, т. е. «предрасположением» осадка к тому или иному виду нарушения равновесия и дальнейшему движению. Следующим, так сказать, внешним условием возникновения перемещения является наличие непосредственной причины, дающей начало движению или, иначе говоря, нарушающей равновесие удерживающих осадок сил с силой тяжести. Рассматривая далее эти условия, не будем забывать, что они установлены, как правило, исходя из многолетнего опыта исследований субаэральных гравитационных процессов и изучения грунтов суши или береговой зоны.

Прежде чем перейти к немногим работам, посвященным условиям возникновения гравитационных перемещений в океане, остановлюсь на некоторых основных положениях механики грунтов, пользуясь для этого монографиями И. М. Горьковой (1966), К. Терцаги и Р. Пека (1958), Ф. Шепарда (Shepard, 1963; Шепард, 1969), Ф. Шепарда и Р. Дилла (Shepard, Dill, 1966), а также статьей А. Андресена и Л. Бьеррума (Andresen, Bjerrum, 1967).

Механические свойства грунта определяются связями между дисперсными частицами. Эти связи нарушаются при достижении приложенным к грунту напряжением определенных значений, превышающих его прочность. В тонкозернистых грунтах, содержащих коллоидные частицы (менее 2  $\mu$ ), сцепление обеспечивается главным образом поверхностными силами, которые удерживают вокруг частиц адсорбционные слои из молекул воды, создающие пленку толщиной от 0,01 и до 0,005  $\mu$ . Существова-

ние этой пленки, грубо говоря, ведет к сохранению на частицах одноименных зарядов и к их взаимному отталкиванию, в то время как поглощение адсорбированной водой инородных ионов приводит к появлению разноименных зарядов, возникновению притяжения между частицами и образованию их комплексов — флоккул, или хлопьев. Поглощение ионов происходит в электролитах, содержащих различные растворенные соли, в то время как в чистой дистиллированной воде коагуляция невозможна и суспензия сохраняется в диспергированном виде. Особенно велики адсорбционные силы у частиц, имеющих большую сравнительно с их объемом поверхность, например у чешуйчатых зерен монтмориллонита и иллита, присутствие которых в грунте резко повышает сцепление его частиц. Наличие глинистой фракции, даже в виде небольшой примеси к алевритовым или тонкозернистым песчаным осадкам, усиливает сцепление последних и придает осадку пластические свойства. Однако и в алевритах, и даже в тонкозернистых песках частицы обладают известной силой сцепления, повышающей устойчивость таких грунтов при отложении их на наклонных поверхностях. Д. Мур (Moore, 1961) приводит таблицу, согласно которой морские илы с медианным размером частиц от 1  $\mu$  до 0,03 мм, взятые на глубинах от 200 до 5000 м со склонов крутизной до 15°, обладают углом внутреннего трения от 20 до 47° и силой сцепления от 15 до 37 г/см<sup>2</sup>. Мур отмечает, как и многие другие авторы, что угол естественного откоса свежееотложенных осадков, особенно терригенных, очень мал, в то время как пелагические отложения, накапливавшиеся в течение длительного времени, приобретают большую прочность.

По данным И. М. Горьковой, устойчивые коагуляционные связи между частицами илистого грунта обычно отсутствуют при содержании в воде менее 0,7% электролита, хотя возможны и при содержании, равном 0,3%. Если электролита больше 0,8%, адсорбционные слои нарушаются и возникают коагуляционные агрегаты в виде хлопьев. Присутствие коллоидных частиц и существование между ними коагуляционных сил придает осадку пластичность, которой чисто песчаные и алевритовые отложения обладают в малой степени. Пластичность определяется способностью частиц грунта смещаться в водной среде относительно соседних частиц без потери сцепления с ними.

Важнейшим свойством, определяющим возможность насыщения осадка водой и степень этого насыщения, является пористость. Пористостью называется отношение объема пор к полному объему пористых отложений, коэффициентом пористости — отношение суммарного объема пор к суммарному объему твердых частиц. Грубо говоря, пористость зависит от характера расположения частиц в осадке. Так, при наиболее плотной укладке сферических частиц достигается минимальная пористость (26%), а при наиболее рыхлой, кубической, — максимальная (47%). На-

личие плоских частиц повышает пористость. Для природных песков она изменяется от 25 до 50%. В верховьях подводных каньонов она достигает 47%, а в слюдяных песках, обычных в каньонах Калифорнии, — 73%.

Степень насыщения осадка водой называется процент заполнения пор, т. е. отношение объема воды в осадке к объему пор. Степень насыщения определяет возможность проникновения в осадок дополнительных количеств воды и возможность повышения порового давления при быстром росте нагрузки на грунт. Наличие поровой воды, особенно в неуплотненном осадке, снижает его прочность, что наблюдается, например, при быстром отложении материала в дельтах или при интенсивной коагуляции илистых частиц. Сопротивление грунта действующим на него напряжениям в значительной мере зависит от наличия воды в его порах и от давления поровой воды. Если обозначить через  $s$  сопротивление осадка сдвигающему напряжению (сопротивление среза), то оно в пористом влажном осадке равно

$$s = c + (N - P_w) \operatorname{tg} \Phi,$$

где  $c$  — сцепление между частицами, определяемое молекулярными силами;  $N$  — нормальное давление на плоскости данного сечения осадка;  $P_w$  — давление воды в порах (поровое давление);  $\Phi$  — угол внутреннего трения.

Из этого уравнения следует, что при условиях полного дренирования (поровое давление снижается до нуля) сопротивление осадка возрастает до максимального значения, а при полном отсутствии дренажа поровое давление может достичь значения нормального давления и прочность осадка будет определяться только силами сцепления. Так обстоит дело, если осадок лежит на поверхности с уклоном меньше  $\Phi$ . Если же уклон возрастает до значений, превосходящих угол внутреннего трения или естественного откоса, то единственным фактором прочности осадка по отношению к сдвигающей составляющей силы тяжести будет сцепление между частицами. Отсюда можно сделать вывод, что при накоплении осадка на склоне, крутизна которого меньше угла естественного откоса, отложение материала при его постоянной влажности и постоянном поровом давлении может идти беспредельно — под действием собственной тяжести его равновесие не нарушится. Если же крутизна склона превышает угол внутреннего трения, то существует предел накопления осадка, определяемый величиной уклона и сил сцепления. В результате интенсивной аккумуляции отложения речных дельт полностью сохраняют поровую воду, обладают малым сцеплением и оползают на склоне крутизной всего  $1^\circ$  при накоплении толщи мощностью всего 25 м; рост порового давления нейтрализует в этом случае нормальное давление (дельта Миссисипи). В то же время толщина дельгических осадков на склоне может достигать практически любой мощности, чему способствует их уплотнение в про-

цессе медленного отложения, повышающее силы сцепления. Мур (Moore, 1961) пишет, что в геологическом прошлом (например, при более низком стоянии уровня моря) темп накопления осадков был значительно больше и соответственно более развиты были в океане гравитационные нарушения их равновесия на материковом склоне.

Важнейшим свойством, определяющим устойчивость осадка, следует считать его способность к тиксотропическим превращениям — потере связности при механическом воздействии и восстановлению ее при снятии нагрузки. Это свойство определяется также наличием в отложениях коллоидных частиц и может проявиться даже при кратковременной нагрузке, типа вибрации или толчка. Тиксотропия рассматривается многими авторами как свойство грунта, обязательное для образования суспензионного потока. При этом тиксотропическое изменение осадка, возникшее в результате быстрого приложения большой нагрузки (например, ускорения при действии сейсмического толчка), сохраняется в процессе движения осадка вплоть до перехода его в чистую суспензию, когда обратное тиксотропическое превращение уже невозможно.

Кроме тиксотропической потери связности в последнее время большое внимание уделяется явлению разжижения грунтов, описанному впервые К. Терцаги еще в 20-х годах. Разжижение возникает при очень быстром нарушении взаимного расположения частиц осадка, вызывающем переход к более плотной, менее пористой укладке. При этом вследствие быстрого сокращения объема пор и невозможности мгновенного ухода поровой воды резко повышается поровое давление, что полностью нарушает сцепление и контакты между зернами; в результате осадок разжижается и начинает течь. Терцаги считает, что такое течение не может продолжаться долго, так как при потере избыточной поровой воды осадок вновь консолидируется. Однако данные наблюдений, проведенных при сейсмических толчках, говорят о возможности сохранения движения разжиженного грунта на береговом склоне в течение 5—10 мин. Предпосылкой для разжижения, очевидно, должна быть метастабильная, т. е. неустойчивая, структура отложений, допускающая дальнейшее их уплотнение и сокращение объема пор. Кроме того, силы сцепления должны быть достаточно малы, чтобы не препятствовать разрушению структуры осадка при внешнем толчке. Разжижению, как правило, подвержены отложения крупностью от песков до алевроитов; по-видимому, оно возможно и в чистых тонкозернистых грунтах без примеси коллоидных частиц при условии полного их насыщения водой и неуплотненной структуры. По А. Андресену и Л. Бьерруму (Andresen, Bjerrum, 1967), наиболее способны к разжижению однородные пески и алевроиты с округлыми зернами, пористостью более 40% и с повышающей ее примесью органических остатков и тонкозернистого материала. Авторы указывают, что

разжижение возможно на горизонтах осадка, лежащих на 50 м ниже его поверхности. По Н. Моргенштерну (Morgenstern, 1967), разжижение возможно в алевритах и песках, не обладающих связностью и содержащих не менее 10% фракции мельче 0,1 мм; при этом отношение средней крупности фракций, составляющих 60% осадка, к средней крупности наиболее тонких фракций, составляющих 10%, должно быть меньше четырех. Он считает, что в подводных условиях маловероятно полное и быстрое дренирование осадка. По мнению Мура, на материковом склоне трудно ожидать условий для возникновения разжижения. Оно скорее может проявиться в областях быстрого накопления отложений, где возможно образование метастабильных структур. Такими областями могут быть верховья подводных каньонов, в которых обычны накопления осадков крупностью менее 0,02 мм с пористостью более 50%, и в эстуариях рек. В. Кнаап и Р. Эйпе (Кнаар, Ейпе, 1968) указывают, что в их опытах однородный речной песок в условиях дренажа не разжижался, однако после пригрузки тонким песком, затрудняющим выход поровых вод, наблюдалось его скольжение по слою речного песка при ударе по корпусу лотка. Это скольжение, как и скольжение глины по поверхности грубого песка в тех же условиях, авторы приписывают процессу поверхностного разжижения толщи однородного речного песка при затрудненном выходе поровых вод. Они считают, что сохранению порового давления способствует наличие в толще осадка границы водопроницаемости.

Ф. Шепард и Р. Дилл в последние годы особое внимание уделяют тому виду медленного течения песка в подводных каньонах, которое принято называть крипом. Скорость такого течения сравнима со скоростью движения ледника и отмечается только с помощью реперов, установленных в каньоне. Крип следует считать пластическим течением песка, содержащего небольшую примесь глинистых частиц или богатого органическими остатками. В процессе непрерывного медленного перемещения зерна песка достигают оптимальной укладки и даже при сильных сейсмических толчках, как отмечает Дилл (Dill, 1969), не происходит ни разжижения осадка, ни образования суспензионного потока. Шепард и Дилл указывают, что при нормальном накоплении песок и алеврит удерживаются в каньонах на откосах крутизной до 40°; со временем угол наклона поверхности отложений становится равным примерно 25°, так как избыток материала смещается по склону, образуя конусы выноса. При быстром поступлении в каньон больших количеств осадка во время штормов образуются уклоны более 30° и по склону стекают со скоростью более 10 см/сек «песчаные реки», эродирующие подстилающие отложения и даже коренные породы. Эти потоки перестают существовать с прекращением питания, и опять устанавливается исходный угол равновесия. При поступлении в каньон больших масс песка под их давлением происходят оползания и обвалы

подстилающих осадков с образованием цирков. Такие перемещения в виде «прогрессивного оползня» передаются вниз по каньону на значительные расстояния, но отдельный оползень, по наблюдениям Дилла, не перемещался более чем на 150 м. Дилл отмечает, что прослой органического вещества, обильные в поступающем в каньон песке, в свежем виде увеличивают сцепление частиц песка и его угол естественного откоса, но при гниении снижают их и с ростом нагрузки возникает крип. Шепард и Дилл отмечают также, что при сдвиге уплотненного песка происходит его дилатация (расширение) вследствие начального уплотнения и последующего энергичного насыщения водой, а при сдвиге неуплотненных песков возможно повышение порового давления и разжижение. В интервале между плотностями сильно уплотненного и неуплотненного осадка существует некоторая плотность, при которой он не испытывает при сдвиге никаких существенных деформаций и способен перемещаться только в виде медленного течения. Именно в таком состоянии и находятся основные массы песка в верховьях каньона. Это «критическое» значение плотности песков, взятых из каньона, равно по лабораторным определениям Дилла  $1,81-1,85 \text{ г/см}^3$ , а плотность песка, измеренная непосредственно в каньоне, равна  $1,85 \text{ г/см}^3$ , что подтверждает гипотезу об оптимальном уплотнении песка в процессе крипа. В результате сейсмические толчки, сообщаемые осадкам ускорения до 50% ускорения силы тяжести, не вызывают никаких подвижек песчаного материала в каньоне. Дилл пишет, что на глубине 15 м в верховьях каньона Скриппса толща песка с растительными остатками составляла около 10 м при устойчивом угле откоса до  $25^\circ$ . Ниже 30 м, где действие волн значительно слабее, материал был тоньше, содержал больше глинистых частиц и органики и удерживался уже на откосах до  $42^\circ$ . Основную массу осадка составляет слюдястый песок плотностью  $1,85 \text{ г/см}^3$ , но при спокойном осаждении в лаборатории он легко образовывал толщу плотностью  $1,6 \text{ г/см}^3$ .

Ж. Беллеш и Ж. Пото (Bellaiche, Pautot, 1966) при обследовании с батискафа «Архимед» Каннского каньона (Средиземное море) обнаружили на глубинах от 1000 до 1400 м обрывы крутизной до  $80^\circ$ , покрытые плотным илом. Местами наблюдались следы обвалов, которые возникали и при столкновении батискафа со стенками каньона. В районе банки Маго (о-в Леван) на глубине 1200 м поверхности крутизной  $40^\circ$  также были покрыты довольно плотными илами, сохранявшими отпечаток от сдвигавшегося на них батискафа. Авторы отмечают, что даже на очень крутых откосах плотные древние илы покрыты рыхлыми, почти жидкими, которые все же удерживаются на этих откосах, хотя взвешиваются при малейшем прикосновении. В то же время И. М. Горькова (1966) и Р. Дотт (Dott, 1963) указывают на метастабильность свежих морских илов, образующих обильные хлопья. Горькова описывает такие илы как высокодисперсные,

водонасыщенные осадки с коагуляционными структурами, тиксотропичные, способные к разжижению и обладающие пористостью до 90%, влажностью в пределах 40—110% и удельным весом скелета от 0,6 до 1,2 г/см<sup>3</sup>.

На устойчивость пелагических осадков в областях медленного их накопления указывают многие авторы, например Д. Мур (Moore, 1961). Д. Росс (Ross, 1971) обнаружил на склонах Среднеамериканского желоба (у берегов Мексики) крутизной 15° устойчивые терригенные осадки мощностью более 15 м. По его мнению, эти осадки при меньшей их мощности будут устойчивы и на более крутых склонах. Моргенштерн (Morgenstern, 1967), как и Мур, считает, что в океане стабильные осадки вполне способны удерживать углы откоса более 45°. Он полагает, что это, возможно, связано с меньшим значением относительного удельного веса осадков в подводных условиях. В то же время присутствие соленой воды должно повышать силы сцепления, способствуя нарушению целостности адсорбционных слоев. В результате сходные грунты в условиях океанического дна оказываются более прочными, чем на суше, и крупные гравитационные смещения вероятны только в верхней части шельфа и в каньонах, где происходит быстрое накопление осадков.

Андресен и Бьеррум (Andresen, Bjerrum, 1967) рассматривают подводные гравитационные перемещения несвязных песков и алевритов. Они разделяют эти перемещения на «ретрогрессивные оползни» и явление «спонтанного разжижения». Оползни развиваются при локальных повышениях уклона в результате подмыва основания откоса и распространяются, подобно регрессивной эрозии, против движения. В процессе скольжения слоев, по мнению авторов, возникает местное разжижение песка, вытекающего из-под массы осадка, и эта масса обрушивается. Таким образом, предполагается, что некоторые прослойки песка в массиве метастабильны. Оползни этого типа обычны в береговой зоне и скорость их развития в сторону берега составляет от 50 м/час до тысяч метров в час.

Спонтанное разжижение метастабильных песков или алевритов возникает во всей их массе при толчке или вибрации и быстро распространяется во все стороны со скоростью, по мнению Терцаги (Terzaghi, 1956, 1957), около 15 м/сек. При распространении разжижения грунт может и не течь в одном направлении, но его несущая способность резко ослабляется и находящиеся на поверхности конструкции и сооружения погружаются в грунт. Терцаги считает, что такие явления могут наблюдаться на любых глубинах и что ими можно объяснить даже обрывы кабелей при их погружении в разжиженный грунт. Подтверждение этой гипотезе он находит в том, что именно такова была подсчитанная Шепардом средняя скорость распространения обрывов кабелей при землетрясении в районе Большой банки Ньюфаундленда в 1929 г. (см. гл. IV).

Наряду с сейсмическими толчками и интенсивным накоплением отложений причиной нарушения равновесия осадков на шельфе, видимо, может быть воздействие на грунт переменного давления, вызываемого прохождением крупных поверхностных волн. Д. Хенкелем (Henkel, 1970) проведены расчеты такого воздействия применительно к осадкам в дельте Миссисипи. На основании анализа образцов, полученных бурением, он заключает, что эти осадки должны быть устойчивыми еще при уклонах порядка 0,05. Однако в действительности они оползают уже при уклонах 0,008, что Хенкель связывает с действием штормовых волн высотой около 10 м, длиной порядка 200 м и периодом 11 сек. Рассчитав переменное давление на грунт, создаваемое такими волнами, автор нашел, что на глубине 50 м они могут вызвать колебания осадка, способные резко снизить сопротивление грунта сдвигу и даже привести к его разрыхлению и оползанию. Развивая далее свои соображения о роли волн в формировании оползней, Хенкель приходит к заключению, что лишь на глубинах около 130 м можно пренебречь действием самых крупных волн и здесь следует ожидать условий для длительного накопления осадков. Подтверждение этого вывода он видит в резком изменении уклона дна на этой глубине — от 0,008 до 0,02.

Работы, в которых анализировались бы специфические условия гравитационных перемещений в условиях океана, еще очень малочисленны. Они ограничиваются либо береговой зоной, либо верховьями каньонов, т. е. районами, в которых возможны непосредственные наблюдения процессов. Для других районов приходится пользоваться аналогиями с субаэральными процессами и распространять на подводные условия общие свойства осадков и механику оползней. По-видимому, можно заключить, что в условиях шельфа и материкового склона все осадки, поступающие с континента, способны к гравитационным перемещениям. Эта способность резко возрастает с ростом скорости накопления и максимальна в верховьях подводных каньонов, эстуариях и дельтах. Наиболее обычной причиной нарушения равновесия отложений следует считать, очевидно, периодическое (например, сезонное) увеличение поступления терригенного материала, резко повышающее нагрузку на толщу слабосвязанного осадка. При начале движения оползающих масс в метастабильных осадках может возникнуть разжижение, способствующее развитию оползня и увеличению пути его движения. Более грубые осадки поступают из береговой зоны в верховья каньона, и здесь могут возникать специфические формы движения песчаного и алевритового материала в виде пескопадов, песчаных рек и медленного течения грунта. Однако и в каньонах возможна аккумуляция тонких илистых частиц и возникновение оползней. Накопление и гравитационное перемещение илистого материала возможны и вне каньонов, однако наличие каньонов уменьшает вероятность накопления и такого материала за их пределами.

## ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ОСАДКОВ В ОКЕАНЕ

Рассмотрим в заключение этой главы немногие сведения о непосредственно наблюдавшихся в крупных водоемах проявлениях собственно гравитационных литодинамических процессов (кроме суспензионных потоков). Первоисточником таких сведений принято считать работы А. и А. Геймов (отца и сына), которыми проанализирован оползень, образовавшийся в прибрежной зоне озера Цуг (Швейцария) 5 июня 1887 г., описанный позднее Геймом-младшим (Heim, 1908). Оползень, состоявший из песчанистого ила, возник в береговой зоне и продвинулся на 1020 м до глубины 45 м. После прекращения движения уклон его поверхности оказался равным 0,04, что позволило Гейму сделать вывод о возможности продвижения аналогичного оползня по континентальному склону в океане на расстояние более 100 км. Далее он детально описывает характерные черты отложений наблюдавшегося оползня и рассматривает возможность широкого распространения таких отложений в прошлом и в настоящее время. Каков был механизм движения песчанистого ила в описываемом Геймом случае, сказать трудно. Вполне возможно, как предполагают некоторые авторы, что здесь имело место и возникновение суспензионного потока. В Цюрихском озере Гейм наблюдал распространение взвешенных частиц после остановки оползня вплоть до противоположного берега. Он допускает в морских условиях широкое распространение движений илистого материала как в виде медленного течения на очень большие расстояния, так и в виде быстрого движения крупных оползней.

Полученные Геймом результаты исследования структуры оползневой толщи были использованы А. Д. Архангельским (1930) при анализе колонок грунта Черного моря. Он отмечает, что в колонках, полученных на шельфе, следов оползания не обнаружено; видимо, осадки недостаточно пластичны. Но на материковом склоне, даже при крутизне его порядка  $1^\circ$ , нарушения напластования в колонках весьма обильны, и дно нередко эродировано до древних слоев. На многих участках отмечается оползание полностью всех черноморских осадков и обнажение слоев с каспийской фауной. Нередко наблюдались следы оползания и эвксинских глин. Наиболее развиты оползни в районе Синопа, где они, по-видимому, опускались во впадины. Оползание здесь облегчилось наличием многочисленных правильных слоев органических остатков. Даже на глубине 2220 м, на профиле между Севастополем и Синопом, под слоем серой глины (44 см) обнаружен песок и видна сложная картина скольжения, перемятости и перетертости осадков. В том же районе обнаружены вертикальные слои глины и песка. Архангельский считает, что оползшие по склону массы способны переместиться вплоть

до абиссали, а взвешенный материал — и еще дальше от места зарождения оползня. Некоторые результаты этих наблюдений, вероятно, могут быть объяснены действием суспензионных потоков, но остается несомненным и довольно удивительным факт широкого, вплоть до предельных глубин моря, распространения оползневых слоев по поверхности с уклоном порядка  $1^\circ$ .

Возможность оползания грунтов при современных условиях на склонах крутизной  $1-4^\circ$  подтверждает К. Льюис (Lewis, 1971). Четыре крупных оползня в песчаных алевритах были им обнаружены при сейсмопрофилировании в верхней части восточного склона о-ва Северного в Новой Зеландии. Возраст оползней Льюис полагает равным не более 20 000 лет. В том же районе аналогичные осадки лежат и на поверхностях с наклоном более  $10^\circ$ , это приводит Льюиса к заключению, что при малых уклонах оползни возникают в результате действия сейсмического толчка на неуплотненную толщу алевритов, залегающих в верхней части склона.

В 1954 г. Р. Митчел (Mitchell, 1954) опубликовал результаты интересных наблюдений за проявлениями крупных подводных оползней у побережий островов Барбадос и Пуэрто-Рико. В течение 1951 и 1952 гг. здесь неоднократно наблюдалось возникновение локальных крупных волн в штилевую погоду и в периоды полного сейсмического спокойствия. Эти волны Митчел связывает с крупными оползнями на Барбадосском хребте, на котором расположены указанные острова. Крутизна склона вокруг Барбадоса равна  $3-6^\circ$ , а в глубоководном канале между островами Гаити и Пуэрто-Рико — даже  $13^\circ$ . Оползание больших масс осадка по склону происходило без удара и не было отмечено сейсмографами. Предполагаемые оползни сопровождалась сначала падением уровня моря примерно на 3 м, а затем его поднятием и возникновением крупных волн. После падения уровня был слышен глухой шум.

Терцаги (Terzaghi, 1956) описывает ряд проявлений разжижения грунта в подводных условиях. У побережья Голландии такие формы оползания были связаны с падением уровня моря при отливе и с интенсивным высачиванием воды. В Оркдальском фиорде (Норвегия) 2 мая 1930 г. оползень возник в результате небольшого обвала у берега при очень низком уровне воды. Через несколько минут после первого в голове фиорда возник второй, более крупный оползень и через 7 мин — третий, на северной стороне фиорда. В тот же момент был оборван подводный кабель, пересекавший фиорд на глубине около 200 м, а через 1 час 52 мин был оборван кабель у выхода из фиорда, в 20 км от первого, на глубине около 300 м. Между местами этих обрывов никаких признаков оползания не обнаружено. Уклоны в местах обрыва были меньше  $0,0175$ . Терцаги связывает обрывы с распространением по фиорду волны разжижения грунта без перемещения разжиженного осадка и этим же процессом объясня-

ет последовательное возникновение трех локальных оползней в разных точках фиорда. В фиорде Фолла в 1952 г. в результате локального песчаного оползня близ берега были оборваны якорная цепь и трос, крепившие земснаряд. Через 14 мин после этого при вполне спокойном море лопнула еще одна цепь и трос, и снаряд вместе с последним якорем был увлечен в фиорд на 300 м от первоначального положения со скоростью 13—16 км/час. В то же время местными оползнями были повреждены пирсы в 500 и 1000 м южнее снаряда, в вершине фиорда. Последний якорь оказался глубоко захороненным в песке, и извлечь его не удалось. Описанные явления, как и образование в период времени между первым оползнем и обрывом волны высотой 1,5 м, Терцаги также объясняет распространением разжижения от первого оползня сначала в вершину фиорда, где возник второй крупный оползень, возбуждивший волну, а затем обратно в район стоянки снаряда и расположения пирсов. Оба примера очень интересны, и описываемые явления трудно объяснить иным способом. Что касается обрывов кабелей, то, видимо, они связаны не с разжижением грунта, которое вряд ли способно привести к обрывам, а с подвижками его на дне фиорда, вызванными разжижением. Именно так и следует представлять себе, по Терцаги, картину распространения волны обрывов кабелей при землетрясении 1929 г. (см. гл. IV), если считать, что она распространялась между всеми кабелями со средней скоростью около 15 м/сек. Однако и в этом случае, и в ряде других трудно допустить, чтобы могли возникнуть крупные подвижки грунта в результате его разжижения на почти горизонтальном дне. При малой ширине фиорда до его оси вполне мог переместиться материал, оползший со склонов, но в условиях абиссальной равнины Сом такое перемещение грунта на сотни миль от материкового склона представить себе трудно.

Два крупных подводных оползня, связанных с разжижением осадка на поверхности скольжения, описывают Андресен и Бьеррум (Andresen, Bjerrum, 1967). Оба оползня по их классификации относятся к «ретрогрессивным». Один из них произошел в гавани Тронхейма (Норвегия) в 1888 г. Он сопровождался волной высотой около 7 м, возникшей на глубине 100 м. За следующие несколько минут сначала волна, а затем и оползень распространились с этой глубины к берегу, как и полагается ретрогрессивному оползню по схеме этих авторов. Для иллюстрации спонтанного разжижения Андресен и Бьеррум приводят случай упоминавшегося уже Оркдальского фиорда, описанный ранее Терцаги.

В 1968 г. французскими исследователями (Glangeaud e. a., 1968) были опубликованы интересные результаты эхолотирования и профилирования с помощью пневматического профилографа группы подводных долин в Лионском заливе. Наиболее полно изучен этими авторами каньон Од, который они предлагают

впредь именовать в честь проф. Буркара его именем. Профилированием в каньоне вскрыты обильные отложения, обусловленные оползнями, смещавшимися с его склонов и заполнившими первичную долину. Авторы предполагают, что в районе дельты Роны, достигающей глубины около 2000 м, гравитационные перемещения очень большой мощности играли и играют в настоящее время основную роль в формировании осадочных структур дна.

В статьях Ф. Шепарда и его сотрудников (Shepard, Dill, von Rad, 1969; Dill, 1964b) большое внимание уделяется крипу песков. Этот тип движения осадков исследовался ими, главным образом Диллом, в верховьях подводных каньонов у побережья Калифорнии. Авторы предполагают, что крип может возникать и на более пологих участках, но вряд ли при крутизне менее  $1^\circ$ . Дилл считает, что в исследованных им каньонах Ла-Холья и Скриппса постоянно происходит медленное (подобное крипу) перемещение материала, а в периоды крупных штормов, создающих в каньоне избыток материала, образуются локальные оползни и пескопады и медленные суспензионные потоки малой плотности. Все эти гравитационные процессы протекают непрерывно начиная с плейстоцена, и вместе с переносом частиц придонными течениями они создали конусы выноса подводных каньонов в желобе Сан-Диего. Дилл пишет, что в 1963 г. им наблюдалось непрерывное заполнение осадками русла каньона Скриппса с февраля по июнь, когда был достигнут критический угол откоса и на склонах каньона начались оползни, а на участках висячих долин в русле — пескопады. В результате сейсмического толчка в каньоне произошло лишь уплотнение грунта, который осел всего на 0,6 см. Песок, поступающий в русло из береговой зоны, оседает вдоль бортов в виде откоса крутизной около  $25^\circ$ ; при этом он вполне устойчив и плотен, если не считать поверхностного слоя, на котором течения образуют систему рифелей.

Этими примерами проявления гравитационных перемещений в подводных условиях я и ограничусь. Они достаточно разнообразны как по характеру перемещений, так и по их проявлениям, но, если не считать сведений об ископаемых следах оползневых движений, очень немногочисленны, так что судить по ним о механизме перемещения почти невозможно. Для этого явно нужны иные методы исследований: лабораторный эксперимент, длительные стационарные наблюдения и, вероятно, эксперименты в условиях океана.

## ПРОБЛЕМА СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ

## ФОРМИРОВАНИЕ ГИПОТЕЗЫ

В предыдущей главе суспензионный поток был определен как гравитационное течение водной суспензии твердых частиц, распространяющееся в воде, обладающей меньшей плотностью, чем суспензия. Это определение является достаточно общим для всех типов таких потоков, встречающихся в океане или в иных крупных водоемах. Суспензионный поток может распространяться или непосредственно по дну, или по поверхности более плотного, чем суспензия, слоя. Он может иметь характер линейного течения по направляющему руслу или же плоскостного течения с растеканием по дну или по поверхности более плотной воды. В дальнейшем мы будем рассматривать почти исключительно потоки, распространяющиеся непосредственно по поверхности дна. Именно им посвящена обильная литература о мутьевых потоках в океане, и, очевидно, это явление включает все виды движения обломочного материала, вызываемые такими потоками от их верхней границы с чистой водой до поверхности грунта.

Довольно многочисленные определения суспензионного потока, имеющиеся в литературе, мало отличаются от приведенного выше. Некоторые авторы, например Г. Гуд (Gould, 1951), дают еще более общее определение, почти совпадающее с таковым для плотностных потоков, данным Г. Бэллом (Bell, 1942). Другие пытаются уточнить определение, ограничивая диапазон свойств потока или уточняя сами эти свойства. Так, Ф. Кьюнен (Кюнен, 1956) указывает, что мутьевым потоком следует считать турбулентное течение суспензии с вязкостью, близкой к вязкости воды. Дотт, как уже указывалось, связывает определение такого потока с переходом от пластического течения геля к вязкому течению гидрозольа, каковым является, по его мнению, суспензия, а сам этот переход он связывает с тиксотропными свойствами исходной массы. Данжар с соавторами (Dangeard e. a., 1965), не давая определения суспензионному потоку, указывает на основании своих опытов некоторые пределы вязкости и соответственно концентрации, при которых можно провести границу между грязевым и суспензионным потоками. Он оговаривает, что указанные пределы сильно зависят от характера вещества суспензии. Думаю, что на современном этапе развития гипотезы не следует

стремиться к уточнению определения суспензионных потоков. Более детальное выяснение их свойств, динамики и границ со смежными типами гравитационных движений является пока предметом исследований. Что же касается постановки проблемы суспензионных потоков, то правомочность ее, равно как и построения большого количества гипотез об их проявлениях, оправдывается возможным универсальным значением этого явления для литодинамики морей и океанов.

В последние 20 лет действием суспензионных потоков объясняются такие разнообразные явления, как эрозия подводных долин, формирование осадков на абиссальных равнинах и у подножия материкового склона, повреждения подводных кабелей на глубинах до нескольких тысяч метров и даже возникновение волн цунами. Суспензионным потокам прошлых геологических эпох многими исследователями приписывается и формирование широко распространенных пород суши — флишей.

Можно сомневаться в способности этих потоков к эрозии коренных пород дна и обрыву подводных кабелей, но, принимая данное ранее определение и допуская реальность описанного явления в океане, трудно отказаться от представления о грандиозности и универсальности совершаемой таким механизмом работы по переносу твердого вещества от береговой зоны до абиссальных равнин. Если на шельфе могут формироваться потоки повышенной мутности, то легко допустить, что они будут переносить громадные массы материала к подножию материкового склона и далее, вплоть до наибольших глубин океана. Вполне вероятно, что непрерывное смещение более плотных слоев взвеси вниз по склону может происходить и одновременно с перемещением ее вдоль изобат придонными течениями. Так, с помощью гипотезы суспензионных потоков можно представить наиболее общий литодинамический процесс — непрерывное перемещение продуктов денудации суши на более низкие гравитационные уровни в океане. Если же не привлекать подобной гипотезы, то неясно, каким именно механизмом можно объяснить этот непрерывный и необратимый процесс литодинамики океана.

Первые упоминания об эродирующей и транспортирующей работе мутьевых потоков находим в работах Ф. Фореля и Гейма-старшего. В 1885 г. Форелем описана эродирующая деятельность мутных вод ледниковых потоков на дне швейцарских озер, а в 1887 г. он уже довольно подробно изложил результаты своих исследований подводного продолжения долины Роны в Женевском озере и указал на явную связь этой подводной долины с твердым стоком реки (Forel, 1885, 1887). Гейм, как уже было сказано, исследовал отложения крупного подводного оползня (в озере Цуг), затем подробно описанного в статье его сына (Heim, 1908). Таким образом, швейцарскими исследователями уже более 70 лет назад были обнаружены и описаны оба предполагаемых случая возникновения суспензионного потока: при-

донное движение слоя более плотной воды и движение материала подводного оползня.

Начало бурного развития гипотезы суспензионных потоков в океане принято связывать с появлением в 1936 г. работы Р. Дэли, посвященной одной из возможных причин образования подводных каньонов (Daly, 1936). В 30-х годах, с началом широкого применения эхолота для изучения рельефа дна, проблема происхождения подводных каньонов стала чрезвычайно популярной среди океанологов и геологов. Вокруг нее возникало множество гипотез, одной из которых явилась и гипотеза Дэли об эрозии этих каньонов суспензионными потоками, которые, по его мнению, создавались на узких шельфах ледникового периода, при низком стоянии уровня океана, путем взмучивания осадков во время мощных штормов. Дэли указывает, что материал, взмучиваемый на шельфе волнением, перемещается в береговой зоне вдольбереговыми течениями, затем отклоняется в виде суспензионного потока вниз по узкому и сравнительно крутому шельфу и стекает на материковый склон.

Потребность в гипотезе суспензионных потоков оказалась столь велика, что уже в течение немногих лет после появления статьи Дэли в литературе были высказаны почти все основные идеи относительно возможной роли этих потоков в литодинамике океана. В 1937 г. появилась первая экспериментальная работа Ф. Кьюнена, в которой он пытался в лабораторных условиях проверить гипотезу Дэли об эродирующей способности суспензионного потока высокой плотности (Кюнен, 1937). В результате он пришел к выводу, что мутьевой поток способен промывать русло в рыхлых отложениях. В то же время ему не удалось имитировать возникновение такого потока при воздействии волн на осадки шельфа, как это следует из гипотезы Дэли. В указанной работе Кюнен подтверждает мнение Дэли о возможности использования формулы Шези для расчета скорости фронта суспензионного потока и указывает, что эродирующей способностью обладает, видимо, только головная его часть. Кюненом здесь же предложен и общий термин «суспензионное течение», взятый им в кавычки («suspension current»). В настоящее время в английской литературе общим для всех типов суспензионных потоков является термин «turbidity current», т. е. «мутьево течение», введенный, по-видимому, Д. Джонсоном (Johnson, 1939).

В рассматриваемой статье Кюнена весьма интересно указание на высказывание Г. Стэтсона по поводу гипотезы Дэли в письме Кюнену. Стэтсон, один из крупнейших американских геологов моря, отдавший много сил изучению подводных каньонов, пишет, что даже если и не удастся использовать представление об этих потоках для объяснения происхождения каньонов, они являются важнейшим механизмом распределения и перемещения осадков вниз по шельфу и далее, в океанические бассейны.

В статье, написанной совместно с Дж. Смитом, Стэтсон развил далее свою мысль о роли суспензионных потоков в транспортировке материала в океане, привел соответствующие расчеты концентрации взвесей, необходимой для образования потока, и описал поставленные авторами опыты по воспроизведению таких потоков с малой плотностью (Stetson, Smith, 1938). В этой статье авторы используют термин «суспензионное течение» применительно к медленным потокам малой плотности и оговаривают, что они не рассматривают возможности эродирующего действия этих течений. Причиной возникновения суспензионных течений Стэтсон и Смит, как и Дэли, считали взвешивание наносов шельфа волнением и, с другой стороны, вынос суспензии реками. Последняя причина рассмотрена ими с такой детальностью, с какой, вероятно, она не рассматривается и поныне ни в одной другой работе.

Как видим, уже до второй мировой войны были сформулированы два основных положения гипотезы суспензионных потоков: вероятность существования таких потоков большой плотности, способных эродировать толщи по крайней мере рыхлых осадков, и вероятность существования суспензионных течений сравнительно малой плотности, способных переносить тонкий обломочный материал по шельфу и материковому склону на большие расстояния.

В 1942 г. появилась работа Г. Белла (Bell, 1942), посвященная обзору роли плотностных течений в переносе осадков на земной поверхности. Не рассматривая специально суспензионные потоки в океане, он касается всех возможных проявлений плотностных потоков воды и воздуха в седиментации и справедливо отмечает универсальность этого явления. Белл определяет плотностной поток как гравитационное течение жидкости или газа через, под или по поверхности жидкости с приблизительно равной плотностью. Последнее указание введено им как попытка все же несколько ограничить понятие плотностного потока по сравнению с более общим случаем гравитационного течения. Упоминая о работах Дэли и Кьюнена, Белл не выделяет суспензионные потоки в особый вид плотностных, стремясь, напротив, к обобщению рассматриваемого им понятия.

К концу 40-х годов было установлено широкое распространение на поверхности абиссальных равнин тонких песчаных терригенных осадков, сведения о которых появились еще в 70-х годах прошлого века. Стремление к объяснению механизма поступления песчаного и алевроитового терригенного материала в глубочайшие области океана и плодотворность применения для такого объяснения гипотезы суспензионных потоков послужили мощным стимулом к дальнейшему развитию гипотезы.

В 1948 г. Кьюненом на XVIII Международном геологическом конгрессе был прочитан доклад о суспензионных потоках большой плотности, все еще в основном с точки зрения возможности эрозии ими подводных долин. Однако в этом докладе на основа-

нии результатов своих лабораторных опытов он указал, что суспензионному потоку свойственно формирование градационной слоистости, и высказал предположение о «турбидитном» происхождении ископаемых пород, обладающих таким типом слоистости, прежде всего флишей (Kuenen, 1950). После этого доклада гипотеза суспензионных потоков была признана многими геологами и приняла некий универсально-глобальный характер. В первую очередь ею был заражен сам Кьюнен, все дальнейшие экспериментальные работы которого, начиная с совместной работы с итальянским геологом Мильорини (Kuenen, Migliorini, 1950) до конца 60-х годов, посвящены почти единственной цели — доказательству формирования суспензионными потоками ископаемых толщ пород с градационной слоистостью.

В дальнейшем Д. Эриксон, М. Юинг и Б. Хейзен (Ericson, Ewing, Heezen, 1951), анализируя колонки грунта, собранные в 1947—1948 гг. перед устьем подводного каньона Гудзон на глубинах до 4900 м, пришли к выводу о шельфовом характере песков, вскрытых этими колонками, и о ведущей роли суспензионных потоков плейстоцена в формировании песчаных осадков на подводных равнинах Северной Атлантики. Шепард (Shepard, 1951), рассматривая осадки каньонов, находящихся у побережья Калифорнии, и желоба Сан-Диего, в который впадают эти каньоны, говорит о современном происхождении указанных осадков и в то же время о приуроченности образования песчаных отложений Атлантики к ледниковому периоду.

Широкое развитие в послевоенные годы детальных исследований рельефа дна океана, применение сейсмических методов для анализа осадочных толщ и сбор большого количества проб на всех глубинах показали повсеместное распространение не только подводных каньонов, но и специфических аккумулятивных форм — конусов выноса, приуроченных к их устьям. Такие формы образуются у основания материкового склона и продвигаются далее на сотни миль по дну океана. Морфология этих конусов, градационный характер отложений, наличие врезанных в их толщу долин и окаймляющих долины валов еще более утвердили мнение о ведущей роли мутьевых потоков в переносе обломочного материала по каньонам и в выносе его на большие глубины океана. Таким путем суспензионные потоки четвертичного периода, хотя и не оправдав, по-видимому, надежд сторонников эрозионной теории происхождения каньонов, еще более внедрились в арсенал широко распространенных представлений не только геологов моря, но и геоморфологов. Впрочем, еще в 1951 г. Кьюнен вполне допускал возможность формирования каньонов в плейстоцене в результате эрозии суспензионными потоками большой плотности (Kuenen, 1951), а Эриксон, Юинг и Хейзен в том же году писали, что такие потоки являлись важнейшим, если не единственным, фактором образования каньона Гудзон.

С начала 50-х годов появляются работы, описывающие явления, предположительно связанные с действием современных суспензионных потоков. Первой из них была широко известная статья Хейзена и Юинга, посвященная последствиям землетрясения 1929 г. в районе Большой банки Ньюфаундленда (Heezen, Ewing, 1952). В ней впервые было вполне определенно указано, что именно мутьевые потоки являются основной причиной повреждения глубоководных кабелей. Большое количество кабелей в исследованном районе, многочисленные их повреждения при землетрясении, а также точная регистрация моментов и участков обрывов позволили авторам впервые определить скорость распространения предполагаемых суспензионных потоков.

Вслед за Хейзенем и Юингом обильный материал по многим районам, в которых повреждения кабелей можно было связывать с развитием суспензионных потоков, был собран сотрудниками Ламонтской геофизической обсерватории (США). Часть этих районов охватывает участки дна, на которых периодически действуют сильные сейсмические толчки (Средиземное море, Тихий и Атлантический океаны). Другая часть приурочена к устьям больших рек, продолжением которых являются крупные подводные каньоны, где обрывы кабелей соответствуют периодам повышенного стока и мощного выноса аллювия (реки Конго и Магдалена). Предполагалось, что в первых районах суспензионные потоки возникали в результате нарушения равновесия масс осадков в верхней части материкового склона или в каньонах при действии сейсмических толчков. В приустьевых же районах причиной возникновения потоков большой плотности, единственно способных вызвать обрывы кабелей, предполагался паводковый сток рек. Данные о повреждениях подводных кабелей за все время их существования были привлечены для подтверждения гипотезы о суспензионных потоках, и, казалось, наконец-то была найдена общая причина множества таинственных повреждений, зарегистрированных телеграфными компаниями за столетнюю историю подводной кабельной связи. Интересно отметить, что именно повреждения подводных телеграфных кабелей, равно как и их прокладка в 60-х годах XIX в., явились первым мощным стимулом для возбуждения интереса к процессам, протекающим на дне океана.

К настоящему времени изучение донных осадков на больших глубинах показало, что градационные песчано-алевритовые слои, приписываемые большинством исследователей действию суспензионных потоков в основном плейстоцена, широко распространены не только на абиссальных равнинах Атлантического океана, но и на всех глубоководных участках Средиземного моря, в глубоководных желобах и котловинах Тихого океана, на подводных равнинах Индийского океана, в Каспийском море и даже в фиордах Норвегии. Толщи таких «турбидитов» достигают на равнинах многих метров.

Таким образом, в 50-х годах текущего столетия определился комплекс явлений, к объяснению которых с успехом можно было привлекать гипотезу суспензионных потоков. Этот успех был в значительной мере облегчен тем, что никому еще не удалось наблюдать эти потоки непосредственно в океане. Если добавить сюда теоретическую реальность существования такого явления и полное незнание его действительного характера, механизма развития и движения, то становится очевидным, что лучшей почвой для самого смелого применения гипотезы трудно желать.

Около 15 лет назад и в отечественной литературе по геологии моря появляются указания на роль суспензионных потоков в образовании глубоководных осадков (Петелин, 1957). В те же годы в СССР проводятся первые теоретические и экспериментальные исследования мутьевых потоков в водохранилищах (Левин, 1959; Кулеш, 1959). Первой отечественной работой, посвященной специально изучению морских суспензионных потоков, по-видимому, следует считать экспериментальное исследование Л. В. Поборчей (1955, 1967а).

С завершением в начале 50-х годов первого, наиболее бурного периода развития гипотезы суспензионных потоков сформировались и основные вопросы проблемы, определяющие и по сей день направления исследований и в еще большей мере рассуждений многочисленных авторов. Эти вопросы можно сформулировать в следующем виде:

1. Как возникает суспензионный поток в океане и каковы условия его возникновения?

2. Соответствуют ли результаты лабораторных исследований действительным процессам в океане?

3. Существуют ли в океане суспензионные потоки, способные эродировать дно и обрывать подводные кабели?

4. Как объяснить предполагаемую способность суспензионных потоков к переносу песка на громадные расстояния по поверхностям с весьма малым уклоном?

Нетрудно видеть, что эти вопросы по существу сводятся к одному общему: что же такое суспензионный поток в океане, каковы его свойства, механизм движения и возникновения? Источниками информации о суспензионных потоках, как и о любом другом природном явлении, могут быть непосредственные наблюдения и измерения, анализ косвенных признаков их существования (в основном результатов их деятельности), изучение модели или отдельных деталей явления в лаборатории и, наконец, теоретические построения, исходящие либо из его математической модели, либо из аналогий со сходными явлениями в иных условиях. Рассмотрев современную информацию об интересующей нас проблеме, получаемую из всех этих источников, попробуем оценить, насколько подтверждает она те свойства и проявления суспензионных потоков, которые им приписываются, и насколько позволяет подойти к ответу на поставленные вопросы.

Как уже говорилось, одной из особенностей формирования наших представлений о суспензионных потоках в океане можно считать почти полное отсутствие непосредственных наблюдений за этим явлением в природных условиях. Я говорю «почти», так как выполнен ряд наблюдений и даже измерений, которые их авторы считают измерениями параметров суспензионного потока или высказывают предположения о связи полученных результатов с непосредственным действием такого потока. Бесспорные и детальные довольно многочисленные измерения несомненно суспензионных потоков в природе проведены до сих пор только в водохранилищах и озерах. Производились они и в нашей стране. Однако распространить полученные результаты на процессы в океане или же судить по ним о способности этих потоков совершать в морских условиях ту титаническую работу, которая им приписывается, невозможно. Насколько мне известно, ни в одном водохранилище или озере не наблюдалось сколько-нибудь устойчивого перемещения суспензионными потоками песчаного материала. Наиболее обычной их нагрузкой в водоемах суши является материал тоньше 0,05 мм (Gould, 1951). Леви и Кулеш (1960) указывают, что частицы крупнее 0,02 мм оседают непосредственно у основания конуса выноса реки, на котором формируется суспензионный поток водохранилища, а далее перемещаются частицы меньше 0,01 мм. Пожалуй, только в Женевском озере произведены упоминавшиеся уже наблюдения, позволяющие надежно связывать формирование подводной долины с деятельностью придонных потоков. После Фореля проследил движение холодных и мутных вод Роны до глубины 30 м и описал связанные с их движением эрозионные и аккумулятивные формы Дилл, погружавшийся в озеро в водолазном снаряжении (Shepard, Dill, 1966). Он указывает, что при впадении Роны в озеро песчаные частицы очень быстро выпадают на дно, а глинистые — рассеиваются в виде облака по поверхности более плотных и холодных донных вод озера. Хотя в русле подводной долины и лежит песок, но утверждать, что он перенесен суспензионным потоком, трудно. Скорее можно говорить о плотностном придонном течении более холодной воды и перемещении песка в ее струе.

Шепард и Дилл (в той же книге), а также Е. Баффингтон (Buffington, 1961) и ряд других американских авторов указывают, что длительные стационарные наблюдения в подводных каньонах Калифорнии, проводившиеся регулярно в течение 15 лет, не дали возможности обнаружить ни суспензионный поток, ни появление каких-либо форм или осадков, которые надежно можно связать с его работой. Этот результат, возможно, определяется спецификой калифорнийских каньонов, в которые почти не поступают глинистые осадки. Вполне вероятно, что иной результат дали бы столь же тщательно поставленные длительные наблюде-

ния в каньонах Средиземного или Черного моря, но пока такие наблюдения не производились. Однако при довольно многочисленных погружениях батискафов, ныряющих блюдец и аквалангистов в эти каньоны также ни разу не было отмечено чего-либо похожего на наши представления о суспензионном потоке.

Наблюдения слоев повышенной мутности в Атлантическом океане, проведенные в толще мощностью несколько сотен метров с помощью нефелометра (Ewing, Thorndike, 1965; Eitheim, Ewing, Thorndike, 1969), и результаты аналогичных наблюдений

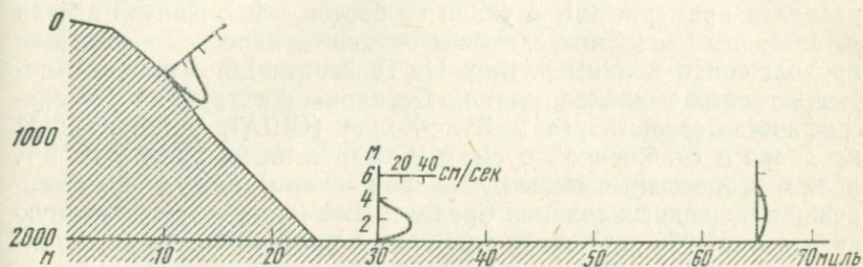


Рис. 13. Эпюры модуля скорости течения в придонном слое на разрезе от Ялты в сторону центральной части восточной половины Черного моря (Пыркин, 1968)

непосредственно в придонном слое, осуществленных с батискафа «Триест» при поисках подводной лодки «Трешер», если и могут быть связаны с деятельностью суспензионных потоков, то, во всяком случае, содержавших исключительно тонкий материал.

Наибольший интерес представляют измерения, произведенные в Атлантическом океане и Черном море Ю. Г. Пыркиным и частично рассмотренные уже в гл. I (Пыркин, 1966; Пыркин, Пивоваров, Хунджуа, 1968а, б). На рис. 13 показан профиль дна Черного моря в районе Ялты. На нем для трех станций построены эпюры придонной скорости. Измерения производились синхронно на пяти горизонтах с помощью градиентной мачты; одновременно регистрировалось направление течения. Аналогичные измерения были сделаны на разрезах от Синопа и от Сочи, и характер эпюр на них вполне соответствовал рис. 13. Все эти данные были получены после периода штормов, а направление течения (от берега, по склону и далее по глубоководной равнине), характер эпюр и затухание скорости с ростом расстояния от шельфа вполне соответствуют нашим представлениям о движении суспензионного потока. К сожалению, отсутствие данных о плотности или мутности придонных слоев не позволяет уверенно утверждать, что на рис. 13 мы видим действительно параметры такого потока.

Ряд попыток обнаружить суспензионные потоки в Черном море был сделан Л. В. Поборчей (1967б). В противоположность Ю. Г. Пыркину она до 1969 г. измеряла только распределение

плотности в придонном слое, с отбором проб на высоте 0,4; 1,2; 2,0 и 2,8 м. Полученные ею до 1967 г. данные трудно рассматривать как убедительное доказательство существования суспензионных потоков, хотя она и считает, что в районе Алушты три раза наблюдали на глубине 500 м поток с концентрацией суспензии до 2 г/л и мощностью до 0,75 м<sup>1</sup>.

Очень интересны измерения, произведенные вертушкой французскими исследователями (Gennesseaux, Guibout, Lacombe, 1971) на глубине 800 м в подводной долине Вар (Средиземное море). На участке, где была установлена вертушка, уклон оси долины равнялся примерно 0,1, а уклон ее бортов — 0,3. Каньон врезан в толщу пелитовых четвертичных осадков и является подводным продолжением долины р. Вар. На горизонте 1,5 м от дна с помощью автономной вертушки «Geodyne» конструкции Океанографического института в Вудс-Холле (США), установленной на якорь и снабженной бумом, с 29 марта по 26 апреля 1971 г. велись непрерывные записи, входившие в программу серии измерений в подводных долинах Средиземного моря, осуществляемую авторами с 1970 г. Средняя за 1 мин скорость течения регистрировалась каждые 5 мин, а направление потока — каждые 5 сек. Авторы приводят запись от 23—26 апреля, начало которой совпало с сильным штормом и подъемом уровня в р. Вар. В этой записи видно, что после начала шторма скорость потока возросла менее чем за 5 мин от средней величины 15 см/сек до 100 см/сек. Затем более плавно она упала до 20—40 см/сек и пульсировала в этих пределах в течение примерно 6 час, после чего вновь наблюдается резкий пик скорости до 80 см/сек. В дальнейшем такие пики, но несколько меньшей величины повторялись, затухая, еще несколько раз с интервалом 6—12 час. Направление скорости изменялось при малых ее значениях в пределах 25° в обе стороны от оси долины, а при максимальных — в пределах 7°. Анализируя полученные записи, авторы считают наиболее вероятным, что ими зарегистрировано движение мутьевого потока. Действительно, хотя и в этой работе отсутствуют данные о мутности, трудно объяснить полученные записи без привлечения гипотезы суспензионных потоков.

Таковы немногие попытки обнаружить суспензионный поток путем непосредственных измерений или наблюдений в натуре. По-видимому, эти попытки не опровергают высказанного ранее утверждения, что до сих пор никому не удалось наблюдать это явление непосредственно в океане. Единственный, известный мне, автор, претендующий на то, что он не только наблюдал суспензионный поток на морском дне, но даже находился в его толще, это Римниц (Reimnitz, 1971). Как уже упоминалось в гл. I, он

<sup>1</sup> По личному сообщению Л. В. Поборчей, в 1969 г. ей удалось с помощью одновремениого измерения и скорости, и плотности в придонном слое установить существование суспензионного потока в районе Таллина, однако материалы этих измерений еще не опубликованы.

наблюдал в придонном слое каньона на глубине 18 м пульсирующее течение, несущее массу взвешенного тонкого песка. Течение возникало периодически в фазе с прибойными биениями и с максимумами скорости разрывного течения, повторяющимися примерно через 3 мин. Римниц пишет, что при возникновении этого течения видимость сокращалась с 3 м до нуля и он с трудом мог удержаться на ногах в потоке. Однако, поднявшись всего на 2 м над дном на уступ в стенке каньона, он уже выходил из струи, обладавшей большой скоростью и мутностью. Каких-либо сведений о плотности, концентрации и распределении суспензии в потоке он не приводит, а в отложениях на дне каньона им не обнаружены «типичные» для турбидитов структуры. Установив, что наблюдаемое им течение ограничивается только придонным слоем и пульсирует в фазе с прибойными биениями, Римниц предполагает, что оно является мутьевым потоком, образованным и регулируемым пульсациями волнового нагона в прибойной зоне. Догадки и предположения автора довольно туманны, но наблюдаемые факты чрезвычайно интересны, и, очевидно, в какой-то мере в описанном явлении участвует и тот механизм, который мы называем суспензионным потоком.

Аналогичное предположение о возникновении суспензионных потоков в подводном каньоне было ранее высказано Д. Пайпером (Piper, 1970). По его данным, хотя осадки в каньоне Ла-Холья не метастабильны, а следовательно, не склонны к оползанию и переходу в суспензионные потоки, однако перемещение их на конус выноса каньона и за его пределы определяется действием именно таких потоков, возникновение которых он, как и Римниц, связывает со штормовыми процессами в прибойной зоне.

Перейдем к рассмотрению косвенных источников информации о суспензионных потоках. Такими источниками можно считать данные анализа современных в геологическом смысле осадков морского дна, морфологические данные (эрозия и образование аккумулятивных форм) и, наконец, повреждения подводных кабелей. Рассматривая возможность отложения этими потоками современных глубоководных осадков, не буду касаться проблемы происхождения флишей. Поскольку отправным пунктом для выдвижения гипотезы Кьюнена могли быть, строго говоря, только надежные сведения об отложениях современных мутьевых потоков, можно было бы и вовсе опустить этот вопрос, ограничившись исключительно анализом данных о современных осадках. Однако, как справедливо замечает Г. Линген (Lingen, 1969), в проблеме суспензионных потоков, как агента отложения осадков, образовался своего рода замкнутый круг между попытками объяснить происхождение современных глубоководных песков и генезис ископаемых флишей, круг, соединительным звеном в котором, по-видимому, являются результаты лабораторных экспериментов Кьюнена. Существование этого замкнутого круга затрудняет четкое разграничение косвенной информации о потоках,

получаемой путем наблюдений за современными осадками океана и путем лабораторных экспериментов, а также усложняет использование термина «турбидиты». Поэтому при рассмотрении сведений о современных осадках нам придется нередко обращаться и к данным лабораторных исследований, и к аналогиям между современными глубоководными отложениями и флишами.

## ТУРБИДИТЫ

Термин «турбидиты» для обозначения отложений суспензионных потоков появился в печати в одной из работ Кьюнена (Kuenen, 1957). Наиболее общей особенностью осадков и пород, объединяемых под этим названием, является, по-видимому, их ритмичность при обязательной в тех или иных слоях ритма градационной слоистости. Кьюнен указывает, что еще в 1940 г. М. Брамлет и В. Брэдли (Bramlette, Bradley, 1940) предполагали возможность образования тонких современных глубоководных осадков суспензионными потоками. Однако эти авторы говорят лишь о возможности формирования градационных слоев осадков в результате их выпадения из облака тонкой взвеси, следующего за движением подводного оползня, ссылаясь при этом на наблюдения Гейма (Heim, 1908). Такое предположение еще очень далеко от представлений современной гипотезы формирования турбидитов. Как уже указывалось, эта гипотеза полностью созрела к 1951 г., и о ее состоянии к этому времени можно судить хотя бы по материалам симпозиума «Мутьевые потоки и перенос грубых осадков на большие глубины океана»<sup>1</sup>. В сборнике работ симпозиума находим статьи таких авторитетов, как Кьюнен, Менард, Шепард, Эриксон, Юинг и Хейзен, которыми приводятся обильные доказательства в пользу ведущей роли суспензионных потоков в формировании песчаных отложений глубокого моря, причем эти отложения нередко сопоставляются с «турбидитами», полученными Кьюненом в лаборатории. Начиная с 1948 г., когда Кьюнен сформулировал гипотезу о возможности переноса и отложения песка суспензионными потоками высокой скорости и плотности и экспериментально показал ее реальность, она все более обрастала материалом, хорошо укладывающимся в ее рамки. К 1951 г. понятие о суспензионном потоке как важнейшем факторе седиментации в океане и о переносе им грубого материала на большие глубины стало привычным для множества геологов моря. В лабораторных экспериментах Кьюнена и Мильорини (Kuenen, Migliorini, 1950) было получено объяснение постоянному наличию глинистого материала в песчаных слоях ископаемых градационных пород и в глубоководных осадках. Согласно гипотезе Кьюнена и результатам указанных опытов илестые

<sup>1</sup> См. «Soc. Econ. Paleont. Mineral», spec. publ. 2, 1951.

частицы должны выпадать из суспензионного потока вместе с песчаными и образовывать «матрицу» слоев песка, разделяющую его зерна друг от друга. Однако сразу же вскрылись некоторые несоответствия между осадками экспериментальных мутьевых потоков, современными глубоководными осадками и флишами. К числу таких несоответствий следует отнести громадное плоскостное простираание ископаемых градационных толщ на обширные площади, что не наблюдается в современных осадках и тем более в лаборатории, а также очень большое разнообразие чередования и характера слоев в ритмах ископаемых и современных осадков. Это разнообразие вызвало появление специальной работы Кьюнена и Менарда (Kuenen, Menard, 1952), посвященной получению аналогичного разнообразия в условиях эксперимента и объяснению обнаруженных несоответствий.

В 1951 г. появилась работа Д. Эриксона, М. Юинга и Б. Хейзена (Ericson, Ewing, Heezen, 1951), посвященная анализу 12 колонок грунта средней длиной 6,8 м, собранных в период с 1947 по 1950 г. на подводной равнине перед каньоном Гудзон, на глубинах от 4370 до 4940 м. 11 колонок содержали слои песка мощностью от нескольких сантиметров до 6 м; в среднем 30% длины всех колонок составлял песок. Во многих слоях была обнаружена градация, нижний контакт с подстилающей глиной был очень четок, песчаные прослои содержали включения глины, наблюдалось повышенное для этих глубин содержание карбонатов и, наконец, минеральный состав песков вполне соответствовал составу песков шельфа. Морфология равнины, ее приуроченность к устью каньона, состав отложений — все это достаточно убедительно говорило о выносе терригенного материала через подводный каньон на большие глубины, и естественно было предположить, что агентом такого выноса являлись суспензионные потоки, время действия которых можно было отнести к последним межледниковым периодам. Авторы полностью принимают гипотезу Кьюнена и указывают, что, по-видимому, после отложения песка перед устьем каньона более тонкий материал перемещался потоком далее и отлагался на большем расстоянии от устья. Они, правда, отмечают, что некоторые свойства колонок если и не противоречат возможности переноса слагающего их материала суспензионными потоками, то слабо увязываются с аналогией между этими осадками и флишами. К этим свойствам относятся: отсутствие корреляции между слоями по перпендикулярному к каньону направлению, хорошая сортировка песка в колонках, переслаивание его глубоководной глиной и редкость полных терригенных ритмов. Однако отмеченные особенности не помешали авторам связать песчаное поле подводной равнины с выносом материала через каньон суспензионными потоками. Если учесть, что в 1951 г. и Шепард, анализируя отложения желоба Сан-Диего, не сомневался в переносе их суспензионными потоками через калифорнийские каньоны, то можно полагать, что к началу

50-х годов рассмотрение современных глубоководных песков как турбидитов стало общепринятым. Что же касается многих деталей соответствия текстур и структур глубоководных осадков или ископаемых толщ лабораторным «турбидитам», то уточнение этих деталей и снятие противоречий было предоставлено полностью немногим экспериментаторам, прежде всего самому Кьюнену.

Гипотеза образования градационных песчаных толщ глубоководных отложений к 1951 г. в самых грубых чертах выглядела следующим образом. Вероятнее всего в плейстоцене и в начале послеледникового периода осадки шельфа и терригенный материал, сносимый с материков, накапливались в верхней части склона в большом количестве. Эти накопления давали начало крупным оползням, двигавшимся непосредственно по склону и по руслам подводных долин. Оползни в процессе своего движения вниз по верхней части склона переходили в суспензионные потоки, которые выносили к основанию материкового склона терригенный материал — песчаный, алевритовый и более тонкий, а нередко и более грубый, чем песок. Здесь, у устья каньонов или непосредственно на подножии склона, с уменьшением уклонов отлагались песчаные, а затем и более тонкие осадки. При затухании скорости течения потока в течение нескольких часов образовывалась вертикальная и горизонтальная градация материала, отражающая градацию его во времени и по протяжению потока. Видимо, песчаный материал переносился суспензионными потоками на большие расстояния, формируя не только конусы выноса каньонов, но и осадки абиссальных равнин. В настоящее время процесс переноса значительно ослаблен и перемещение песка этими потоками возможно только по каньонам. Отложения современных потоков, вероятно, можно найти в их руслах и непосредственно у устьев — в долинах, пересекающих конусы выноса, сложенные осадками суспензионных потоков плейстоцена.

Такова была довольно стройная схема, представлявшаяся вполне реальной, если не вникать в механику предполагаемых процессов образования самих потоков и переноса ими терригенного грубозернистого материала. Перечисленные в предыдущем разделе и многие другие вопросы оставались для дальнейших исследований и не мешали общему признанию гипотезы и распространению представления о турбидитах как о наиболее распространенных в океане терригенных осадках.

Что же считают авторы работ последнего десятилетия признаками турбидита, т. е. бесспорными признаками отложения данного осадка суспензионным потоком? Дотт в уже упоминавшейся в предыдущей главе обзорной работе по подводным гравиационным процессам пишет, что обязательными признаками турбидитов следует считать повторение градационной слоистости во многих ритмах осадка и наличие в нем бесспорных признаков переноса с малых глубин — остатков мелководной фауны

или отложений шельфа. Однако он оговаривает, что указанные признаки характерны не только для турбидитов, но свойственны и отложениям иных агентов, а градация вообще столь универсальна, что ее можно обнаружить в отложениях, сформированных почти любым агентом переноса.

А. Боума (Bouma, 1962), предлагая схему строения ритма турбидита, исходил явно из осреднения многих типичных ритмов флишевых толщ. Полагая, как и Кьюнен, несомненным турбидитное происхождение флишей, он распространяет предложенную им последовательность слоев на любые турбидиты. Согласно схеме Боума ритм флиша, а следовательно, и всякого турбидита, в типичном случае должен состоять (считая от основания ритма) из градационной серии, нижней серии параллельных горизонтальных слоев, рифельных слоев, верхней серии горизонтальных параллельных слоев и интервала пелагической седиментации, заканчивающего серию, отложенную одним суспензионным потоком.

В большой статье, сданной в печать в 1958 г. и посвященной анализу множества колонок глубоководных осадков Атлантического океана, Эриксон с соавторами (Ericson a. o., 1961) указывает ряд признаков, характерных, по их мнению, для отложенных суспензионных потоков, а именно: нахождение осадка в каньоне, на конусе выноса, в бассейне или депрессии и никогда — на поднятии; переслаивание его пелагическими осадками плейстоцена; хорошая сортировка и обычно наличие градации; содержание мелководных органических остатков; наличие четкого нижнего контакта; нарушение осадка роющими организмами только в самой верхней части (признак быстрого отложения); высокий процент карбонатов, необычный для пелагических осадков данных глубин. Позднее, в обзорной статье, помещенной в книге «The Sea» (1963), Хейзен указывает три признака современных турбидитов: градационная слоистость, очень четкий нижний контакт ритма и признаки переноса материала с малых глубин (Heezen, 1963). Интересно отметить, что в указанной книге, составленной крупнейшими океанологами США, Англии и некоторых других стран, концепция суспензионных потоков как важнейшего современного агента переноса материала в океане внедрена вполне прочно. Судя по разделу, написанному Хейзенем, единственный неясный вопрос в этой концепции — это способность суспензионных потоков к эрозии и созданию крупных эрозионных форм типа каньонов. Хейзен полагает, что существуют современные потоки, как приуроченные к руслам каньонов, так и плоские, в качестве примера которых он приводит поток 1929 г. на Большой банке Ньюфаундленда.

Кьюнен (Kuenen, 1964) перечисляет 22 признака турбидитов, применительно к глубоководным пескам. Однако он указывает, что редко можно встретить толщу, в которой присутствовали бы все эти признаки одновременно. Очевидно, полный их

комплекс нельзя считать обязательным, но Кьюнен не указывает, какое их сочетание достаточно для диагностики турбидита. Приведу некоторые свойства, кажущиеся наиболее яркими и сопоставимыми с признаками, приводимыми другими авторами и самим Кьюненом в других работах. На первом месте, естественно, стоит градация, которая обязательна всегда в половине слоев ритма и может быть обнаружена, хотя бы в виде тенденции, и в остальных. Сортировка может быть от умеренной до хорошей, и лучше она для тонкого материала. Большая часть крупных слоев в свою очередь слоисты. Между горизонтальными обычны слои с рифельной слоистостью. Нижняя граница ритма всегда четкая, верхняя может иметь плавный переход к пелагическим слоям. Ритмы разделяются пелагическими осадками без признаков отложения на мелководье. С удалением от источника материала улучшается сортировка и уменьшается медианный размер осадка. В числе свойств турбидитов Кьюнен приводит и некоторые замечания о характере их отложения; в частности, он указывает, что во многих слоях можно обнаружить признаки очень быстрого отложения и захоронения — отсутствие следов переработки организмами, а также, что все глубоководные пески лежат на поверхностях крутизной менее  $1^\circ$ , а многие грубозернистые пески перенесены по уклону 0,001 на расстояние более 1000 км. Нет в данном перечне обязательного нахождения «матрицы» — исходной суспензии потока — во всех слоях тонкого материала, на что Кьюнен указывал еще в 1950 г. и чему посвятил специальную большую статью (Кюенеп, 1966). На основании своих опытов он считает, что в поровой воде отложений суспензионного потока обязательно присутствие частиц, характерных для основной мутности исходного потока, т. е. с крупностью менее 40  $\mu$ . Содержание «матрицы» в грубозернистых турбидитах возможно до 10%, а в тонкозернистых — до 20% (в 1950 г. Кьюнен писал о содержании до 50%).

В другой большой работе, посвященной доказательству идентичности флишей и глубоководных песков с отложениями воспроизводимых им в лаборатории суспензионных потоков, Кьюнен указывает следующие признаки турбидитов (Кюенеп, 1967): градация по медианному размеру хотя бы в части слоя; содержание во всех слоях от 0,5 до 10% пелита («матрица»); последовательность слоев — внизу грубозернистый бесструктурный песок, затем горизонтальные слои песка (до тонкозернистого), далее слои с рифелями и слои алеврита, переходящие выше в бесструктурный алеврит и глину. Эта последовательность вполне соответствует схеме Боума.

Р. Белдерсон и А. Лаутон (Belderson, Laughton, 1966), анализируя колонки грунта, собранные ими на глубине более 5000 м в Канарской котловине (район  $29^\circ$  с. ш.,  $25^\circ$  з. д.), относят полученные осадки к турбидитам, поскольку они содержат хорошо сортированный сравнительно с пелагическим материал и их слои

обладают градацией, четкими нижними границами и постоянным во всех слоях содержанием карбонатов. Наличие в осадке на этой глубине до 50% карбонатов говорит о его переносе со значительно меньших глубин. Сопоставляя эти признаки турбидитов с указанными Кьюненом, видим, что общими в том и другом случае являются градация и наличие четких нижних границ. В описании Белдерсона и Лаутона ничего не говорится о присутствии в слоях глинистой матрицы — возможно, описываемые ими осадки содержат очень мало песчаного материала и в основном состоят из глинистых и алевритовых частиц. Указанные Доттом свойства — градацию и наличие мелководного материала — в приведенном описании находим полностью. Что же касается схемы Боума, то ни упомянутые авторы, ни иные исследователи, за редкими исключениями, не находят подобных ритмов в колонках современных осадков.

Г. Линген (Lingen, 1969) справедливо замечает, что многие из приведенных признаков «турбидитного» происхождения осадков, как и схема Боума, являются свойствами ритмов флиша и произвольно перенесены на отложения суспензионных потоков, исходя лишь из мнения авторов об идентичности этих отложений и флишей. К этому можно добавить, что если и считать доказанной идентичность способа образования флишей, глубоководных песков и отложений, воспроизводимых в лаборатории, то все же указанные признаки нельзя считать достаточными для отнесения обладающих ими осадков к отложениям суспензионных потоков и далеко не ясно, какие из них, кроме градации, являются для этого необходимыми.

Учитывая особую роль экспериментальных мутьевых потоков и их отложений в диагностике турбидитов, прежде чем перейти к анализу оценки различными авторами природных осадков океана, остановимся на картине отложения материала этими потоками. В истекшем десятилетии такая картина применительно к грубозернистым осадкам наблюдалась, насколько мне известно, лишь Г. Миддлтоном и Ф. Кьюненом.

Миддлтон исследовал гидравлику суспензионного потока и рассматривал возможность моделирования его наносодвижущей способности и процесса отложения осадка (Middleton, 1966б, в). В своей методической работе (Middleton, 1966а) он пришел к выводу, что можно моделировать установившийся — не эродирующий и не отлагающий — поток, но с искажением масштаба гидравлической крупности частиц. Это вызывается необходимостью соблюдения равенства чисел Фруда на модели и в натуре. Так как в знаменателе числа Фруда стоит размер потока, ускорение тяжести и относительная плотность, а в числителе — квадрат скорости, то моделирование требует уменьшения скорости потока, а следовательно, и гидравлической крупности. Это в свою очередь ведет к использованию материала меньшей плотности и росту числа Фруда. Сохранить число Фруда можно

также, увеличивая уклон на модели, но это опасно, так как может привести к качественно иным, чем в природе, явлениям. В результате Миддлтон приходит к заключению, что при моделировании установившегося суспензионного потока следует добиваться сохранения равенства чисел Фруда и отношения гидравлической крупности к скорости потока на модели и в природе и нельзя сильно увеличивать на модели уклон. Наибольшего подобия можно достичь, используя крупномасштабную модель и тонкий взвешенный материал малой плотности. С этой точки зрения, по его мнению, потоки, создававшиеся в лаборатории Кьюененом, вряд ли подобны потокам в природе, тем более при большой их плотности и концентрации.

В 1967 г. Миддлтон опубликовал результаты своих экспериментов над процессом отложения взвеси суспензионным потоком (Middleton, 1967). В опытах он использовал суспензию из пластиковых шариков плотностью  $1,52 \text{ г/см}^3$  с гидравлической крупностью от 0,5 до 5  $\text{см/сек}$ . В качестве индикаторов использовались голубые частицы неправильной формы, несколько большей плотности, с максимальной гидравлической крупностью 10  $\text{см/сек}$  и размером от 0,5 до 2,0  $\text{мм}$ . Количество индикатора составляло 1% по весу от общего количества частиц. Средний диаметр основных частиц (шариков) составлял 0,18  $\text{мм}$ . Опыты проводились в 5-метровом лотке при глубине воды 20 и 30  $\text{см}$  и при такой же мощности слоя взвеси, пускавшейся в лоток при поднятии шлюза между чистой водой и емкостью с суспензией. Так как в первых же опытах было обнаружено, что свойства потока существенно меняются с переходом объемной концентрации через 30%, основная часть опытов проводилась при концентрациях 23 и 44%. В результате Миддлтон пришел к следующим выводам. Суспензионный поток, как было показано и ранее им же, а также для плотностного потока Г. Кейльганом (Keulegan, 1955а, б), состоит из сильно турбулентной головы, следующей за ней волны, распространяющейся с большой скоростью, и основного тела потока. Голова не отлагает осадка и может эродировать дно. Отложение происходит при падении скорости потока после прохода головы и следующей за ней волны. Если концентрация взвеси менее 30%, основная масса материала выпадает сразу же после прохождения головы, отложение с одновременным перемещением выпавших частиц по дну продолжается при движении волны и далее выпадают только наиболее тонкие частицы. При этом вертикальную градацию дает весь спектр крупности, а горизонтальную — либо также весь, либо только грубозернистая его часть. Если концентрация больше 30%, вертикальная градация наблюдается только в грубозернистой части спектра. Отложение за головой потока сопровождается эрозией дна — образуется нечеткая граница с подстилающим слоем. Далее идет отложение мощного слоя осадка, сопровождающееся прохождением по его поверхности волны, вызывающей возмуще-

ние в этом слое. После прохождения волны поверхность осадка выравнивается и он уплотняется; сортировка улучшается вверх.

Миддлтон считает, что, несмотря на несовершенство опытов и на малый размер модели, характер градации, наблюдаемый в природе, все же можно связывать с концентрацией отлагающего потока и слои с градацией в грубой части спектра отлагаются потоками высокой концентрации (более 30%). Многие в механизме природного суспензионного потока можно понять, учитывая сложное его строение и взаимодействие различных частей.

За последнее десятилетие были опубликованы результаты нескольких экспериментальных работ Кьюнена, в основном ставившего целью получение дальнейших доказательств возможности воспроизведения процесса образования флуша в лаборатории с помощью создаваемых в ней суспензионных потоков. К сожалению, большая часть опытов была проведена в кольцевом лотке, в котором движение суспензии возбуждалось вращающимися и затем вынимаемыми из лотка лопатками. Такая схема, конечно, очень далека от наших представлений о движении суспензионного потока, и сам автор работы оговаривает, что им воспроизводился не мутьевой, а взвесенесущий поток. Этими опытами были выяснены некоторые закономерности отложения взвеси, которые Кьюнен предлагает считать универсальными для всех суспензионных потоков и для формирования любых турбидитов. Рассмотрим результаты опытов, описанные Кьюненом в двух статьях (Kuenen, 1965, 1967).

В работе 1965 г. он пришел к выводу о формировании слоев осадка и его сортировке в придонном слое влечения или качения частиц установившимся потоком без участия вихрей или пульсаций скорости. Им наблюдались на ограниченных участках дна локальные концентрации однородных частиц, из которых с течением времени образовывался слой в несколько зерен. Одновременно при той же скорости потока на разных участках формировались локальные слои материала резко различной плотности. Слой формируется в результате стремления однородных частиц к объединению в процессе донного движения при постоянной скорости потока. В этих же опытах было установлено, что материал тем лучше сортирован, чем он грубее, т. е. наилучшая сортировка отмечается в нижних горизонтах осадка. Выпадение глины из глинистой суспензии с концентрацией 306 г/л наблюдалось при скоростях менее 45 см/сек и при скорости 9 см/сек продолжалось 48 час. Уже при 28 см/сек осаждение было практически ничтожным. В то же время в случае концентрации 565 г/л осаждение не происходило при любых скоростях потока — масса суспензии перемещалась как единое целое. В диапазоне скоростей от 10 до 50 см/сек существует зависимость концентрации, способной сохраняться в потоке, от скорости, и эта концентрация может достигать 500 г/л. Для суспензии из смеси глины и песка наибольшая концентрация составляет 388 г/л. При началь-

ной концентрации 350 г/л и замедлении скорости потока от 155 до 8 см/сек получена экспоненциальная зависимость концентрации и средней крупности песка во взвеси от скорости.

Прилагая результаты этих опытов к отложению песчаного материала суспензионным потоком, Кьюнен считает, что и голова и основная часть потока в натуре обладают достаточными скоростями, чтобы обеспечить беспредельное его насыщение глинистыми частицами, т. е. непрерывную эрозию глинистого дна на пути потока и поддержание во взвешенном состоянии частиц песка. Выпадение из потока глинистых частиц возможно лишь в результате их захвата песчаными зернами. Начальная скорость мутьевого потока при выходе на равнину составляет не менее 50 см/сек, и в процессе уменьшения скорости до 25 см/сек он сохраняет все свои свойства, хотя и происходит его осветление. Для поддержания во взвеси песка крупностью 0,5 мм, составляющего основную массу песчаных слоев подошвы глубоководных осадков, при общей концентрации суспензии в потоке 400 г/л требуется скорость более 4 м/сек, а при меньшей скорости песок движется влечением и сальтацией.

В работе 1967 г. Кьюнен вновь пишет об образовании осадка из монослоя катящихся по дну частиц, однако он уже не уверен, что в потоке существует слой влечения, движущийся с заметной скоростью. По его мнению, выпадение грубозернистого песка из суспензионного потока происходит при снижении скорости уже до 1 м/сек, после чего во взвеси остаются только тонкий песок и алеврит. В этой же статье указывается основное противоречие, возникающее при рассмотрении процесса отложения суспензионным потоком песчаных осадков, заключающееся в том, что этот процесс необходимо считать очень кратковременным по всей длине потока, в то время как действительное время течения потока через данное сечение составляет, по расчетам Кьюнена, несколько дней. И в дальнейшем он неоднократно указывает, что процесс образования градационной слоистости суспензионным потоком, т. е. формирования основной и первой обязательной черты любого турбидита, ему неясен. Очевидно, эта «неясность» — результат непонимания механизма перемещения песчаного материала потоком и тем более механизма его отложения. Недаром в конце статьи Кьюнен замечает, что, возможно, некоторую ясность в этот вопрос удастся внести, если допустить справедливость гипотезы Р. Бэгнольда (Bagnold, 1962) об автосуспензии. В «Заключении» статьи 1967 г. Кьюнен приводит общую картину отложения ритма турбидита, как она ему представляется в самых грубых чертах. Голова потока перегружена взвесями и движется со скоростью несколько метров в секунду — слишком быстро, чтобы могла сформироваться слоистость. В результате за время ее прохождения отлагается бесструктурный слой грубых осадков нижней части градационной толщи. Скорость средней части потока выше скорости взвешивания пес-

чаного материала, и поток отлагает (со скоростью около 0,5 см/сек) горизонтальные слои среднего и тонкого песка. Хвост потока, имеющий скорость 80—25 см/сек, в течение немногих часов или даже получаса формирует рифели из тонкого песка и алеврита. Наконец, тыловая часть потока при еще меньшей скорости отлагает только глинистые и алевритовые частицы в виде горизонтальных слоев, покрывающих рифели. Эта схема и приводит Кьонена к сформулированному им противоречию между длительностью прохождения потока над данной точкой и большой скоростью формирования в ней всей толщи ритма. Действительно, если и можно предположить, что прохождение головы потока через данную точку длится всего немногие часы, то трудно допустить, чтобы в течение получаса мог истощиться в этой точке медленно движущийся «хвост» потока, отлагающий алеврит и глинистые частицы.

По данным ряда опытов известно распределение скорости потока по вертикали при небольшой его плотности, но аналогичное распределение песчаных зерен по крупности остается неизвестным. Полагая вслед за Кьоненом, что песчаный материал перемещается в потоке только во взвеси, следует думать, что и распределение его по крупности будет соответствовать распределению скорости. Если это так, то, поскольку максимум скорости находится значительно выше придонного слоя, получим сложную картину выпадения частиц при затухании потока. Не исключено, что при этом может возникнуть даже обратная градация осадка. Очевидно, в формировании градационных слоев преобладающую роль должна играть градация песчаного материала вдоль потока и их отложение должно продолжаться в течение всего времени его существования, т. е., возможно, в течение нескольких дней, в то время как Кьонен считает, что этот процесс должен длиться не более нескольких часов. Однако остается неясным, насколько надежно характер градационных слоев указывает на большую скорость их отложения. Кьонен нигде не приводит признаков, по которым можно было бы утверждать, что они отложены в течение двух часов, а не двух суток, кроме указания на слабое нарушение роющими организмами.

Критикуя гипотезу Кьонена и, в частности, его экспериментальные данные, Линген (Lingen, 1969) вслед за Миддлтоном утверждает, что вообще рассуждать о механизме отложения на основании результатов лабораторного эксперимента нельзя, поскольку движение взвесей в суспензионном потоке не поддается моделированию. Он указывает, кроме того, что получаемая в опытах градация осадка не является градацией по кумулятивным кривым, т. е. «частотной градацией», наблюдаемой в природе. Опыты Кьонена в кольцевом лотке, по его мнению, нельзя считать моделированием суспензионного потока (что, как указывалось, оговаривает и сам Кьонен). Даже в наиболее строгих опытах Миддлтона не воспроизводился установившийся

режим, который только и может быть воспроизведен на модели по его собственному мнению. Единственный способ получить в лаборатории установившийся режим суспензионного потока заключается в моделировании состояния автосуспензии, что до сих пор никому не удавалось. Эти замечания Лингена приходится признать вполне справедливыми и согласиться, что лабораторные опыты по воспроизведению природных градационных осадков с помощью движения разнородной по составу суспензии пока мало приблизили нас к пониманию механизма формирования глубоководных градационных толщ.

Перейдем к обзору работ, содержащих описание современных осадков, которые авторы этих работ считают турбидитами, и условий их формирования. Начнем с работ об осадках каньонов, их конусов выноса и прорезающих эти конусы долин, а затем коснемся немного осадков глубоководных равнин за пределами подножия материкового склона.

В 1961 г. появилась статья П. А. Каплина, в которой он описал результаты исследования некоторых каньонов Черного моря с помощью акваланга и вибропоршневой трубки (Каплин, 1961). Отмечая, что подводные каньоны рек Риони и Келасури врезаны в плотных, горизонтальнослоистых илах, Каплин пишет, что склоны их сложены илом, переслаиваемым с песком, а на плоском тальвеге долин лежит рыхлый или жидкий ил, стекающий, видимо, со склонов. В некоторых местах обнажаются конгломераты из гальки и валунов. В колонках со склонов каньонов также наблюдается чередование слоев (по несколько сантиметров) ила и тонкозернистого песка. Выше по каньону песка в колонках больше, и он преобладает в их верхних частях.

Сходную картину отмечает и Ж. Буркар в каньонах западной части Средиземного моря (Bourcart, 1964). Он указывает, что их русла на глубинах более 100 м заполнены жидкими морскими илами, а выше располагаются обильные шельфовые пески, как бы «засосанные» каньоном. Однако в ряде каньонов, достигающих подножия склона, поверхностная толща донных осадков на больших глубинах состоит из мощных слоев песка и даже гальки. Так, для каньона в районе Ниццы Буркар приводит колонки с глубины 1200 и 1800 м; в них около 1,5 м непосредственно от поверхности грунта занимает толща чистого песка с галькой в основании. Еще ниже, на глубине 2410 м, в том же каньоне слой чистого песка толщиной 1,7 м прикрыт сверху тонким слоем ила. Буркар не указывает на наличие градации в этих толщах и не утверждает прямо, что эти отложения являются турбидитами, как и другие, описанные им в данной статье (хотя она и помещена в сборнике «Турбидиты»), но и не отрицает такой возможности, призывая к дальнейшему исследованию осадков западной части Средиземного моря.

Значительно более ортодоксальны в своих высказываниях авторы, полностью принимающие концепцию Кьюнена примени-

тельно к осадкам каньонов (Heezen а. о., 1964; Ryan, Heezen, 1965; Nesteroff, 1965). В первой из указанных работ описываются колонки с глубин более 2700 м, полученные в 12-м рейсе э/с «Вима» в каньоне Конго. В них найдены градационные слои тонкозернистого песка и алевроита с обильным содержанием остатков современной растительности, вынесенных с аллювием реки. Во второй статье описываются градационные пески, полученные грунтовой трубкой в Мессинском каньоне и на Мессинском конусе, являющемся, по мнению авторов статьи, конусом выноса суспензионных потоков через Мессинский пролив на юг. Интересно, что на градационных сериях песков в каньонах лежит 1—3-метровая толща полужидкого ила, а между каньонами — плейстоценовые сапропелитовые илы. В самой верхней части колонки, взятой в Мессинском каньоне, найдена градационная серия, которую авторы связывают с землетрясением 1908 г. Прохождение суспензионного потока по каньону подтверждается и обрывами пересекающего его кабеля во время землетрясения. Последняя статья, В. Нестерова, посвящена весьма категорическому утверждению турбидитного происхождения осадков на больших глубинах, в каньонах и на их конусах выноса, а также утверждению идентичности флишей и глубоководных турбидитов. Нестеров указывает, что им даже с глубины 35 м из каньона Кап-Бретон (Бискайский залив) были подняты типичные турбидиты. Такую же колонку он получил и с глубины 16 м в устье Роны (Женевское озеро), правда, слои в ней были косые. Нестеров пишет, что минералогия всех конусов выноса каньонов бесспорно говорит о мелководном происхождении слагающих их осадков.

Начатые Каплиным исследования каньонов кавказского шельфа Черного моря продолжались в 60-х годах Южным отделением Института океанологии АН СССР (Егоров, Галанов, 1966). В статье указанных авторов кратко описываются отложения, обнаруженные ими в подводных каньонах рек Бзызь и Ингури. Эти каньоны, как и обследованные Каплиным, врезаны в плотных илах, и их склоны и ложе покрыты жидким илом, хотя накопленный его в верховьях каньонов нет. Колонка с глубины 125 м содержала слои гальки, разделенные слоями песка. В тех случаях, когда каньон (или его ветвь) изолирован от речного стока, в руслах наблюдается накопление лишь алевроита и мягкого ила (в этих районах песок в береговой зоне лежит только выше изобаты 4 м, ниже располагается уже ил). Авторы считают, что поступающий из береговой зоны в каньоны материал выносится на большие глубины оползнями и плотностными потоками.

В другой статье Л. Г. Галанов (1972) описывает колонки грунта, взятые им на глубинах от 20 до 400 м в каньоне Бзыби. Верхняя часть колонок составлена градационной серией, содержащей обычно гальку, гравий и грубый песок. Градация легко обнаруживается визуально. Ниже этой серии в колонках из русла, полученных с глубин до 250 м, лежит бесструктурная толща песка с гравием и галькой, не имеющая градаций и относимая

Галановым к оползневым или обвальным массам. Глубже 250 м бесструктурная толща в колонках исчезает и остается только градационная серия. Галанов считает, что на глубинах менее 250 м в коньонах преобладающим видом перемещения материала являются обвалы и «сопутствующие им потоки», которые он не относит прямо к числу суспензионных, а на больших глубинах преобладают уже более близкие к суспензионным потоки. По материалам Галанова градация в колонках намечается очень грубо, в основном в виде перехода от гальки к гравию или даже от средней гальки к мелкой; утверждать, что эти «градационные» серии подстилаются материалом обвалов, трудно. В целом по этим данным нельзя отнести описанные осадки ни к тому, что принято называть турбидитами, ни к чисто обвальным. Видимо, автор прав, указывая на большую роль обвалов и сопутствующих им потоков в перемещении грубого материала по каньонам, однако что представляют собой эти сопутствующие потоки, пока неизвестно. Интересны приводимые Галановым сведения о поведении меченого песка, загруженного в большом количестве в устья рек Ингури и Бзыби. Частицы индикатора были обнаружены в колонках, взятых с глубины меньше 50 м, в толще до 1 м от верха колонки, а на глубинах больше 100 м (до 300 м) — до 0,5 м.

Более строгое исследование колонок из верховьев каньона Ингури проведено Э. С. Тримонисом и К. М. Шимкусом (1970), также в Южном отделении Института океанологии АН СССР. Авторы проанализировали 12 колонок из русла с глубин от 22 до 188 м. В некоторых из них градация заметна довольно отчетливо, также преимущественно в грубых фракциях, в других — очень слабо. С ростом глубины содержание грубого материала в колонках возрастает, но везде все же есть примесь тонкого материала крупностью менее 40  $\mu$  (матрица?). На основании минералогического анализа Тримонис и Шимкус показывают, что осадки бесспорно являются выносом р. Ингури, непосредственно поступающим в каньон во время паводков. Роль вдольберегового потока наносов и вообще пляжевого материала в питании каньона, по их мнению, невелика — грубый материал поступает в него при паводке непосредственно с речного бара. Они не сомневаются в том, что рассмотренные ими осадки являются отложениями суспензионных потоков, создаваемых мощными струями мутной речной воды, которые могут дать толчок для возникновения таких потоков, являющихся основным фактором распределения материала в русле подводного каньона и его транспортировки на большие глубины. Здесь, несмотря на близость условий в каньонах Бзыби и Ингури, видим уже иную, чем у Галанова, концепцию. Авторы не находят в своих колонках никаких признаков обвального перемещения осадков и, напротив, четко утверждают их турбидитное происхождение и прямую связь с выносом реки. Вполне возможно, что в одном и том же районе, и даже в различных ответвлениях вершины одного и того же каньона, в

условиях Кавказского побережья могут существовать различные условия перемещения материала, связанные с положением данной ветви относительно устья реки и с условиями ее питания обломочным материалом. Пока еще очень мало сделано у нас для того, чтобы можно было провести сравнительный анализ режима различных каньонов и судить достаточно надежно о происходящих в них процессах. Работы только начаты, и на данном этапе не приходится удивляться, что даже на одном и том же весьма скромном материале различные авторы могут делать различные и равно недостаточно обоснованные заключения.

Вернемся к американским работам последних лет и рассмотрим детальные исследования, проведенные учеными США как в каньонах, так и на их конусах выноса. В 1964 г. опубликована статья А. Боума и Ф. Шепарда (Booma, Shepard, 1964) о результатах исследования осадков подводной долины Ла-Холья, проведенного с помощью ящичного пробоотборника конструкции Рейнеке, усовершенствованного Боума. Этот пробоотборник снабжен компасом и способен вырезать ненарушенный ориентированный монолит грунта глубиной до 45 см. С его помощью получено много проб песчаных осадков на тех участках, где трубкой не удавалось этого сделать или колонка получалась сильно нарушенной и неполной. Многочисленные пробы, взятые по оси долины на глубинах от 500 до 1000 м, показали, что под тонким слоем глины всюду лежит мелкозернистый песок, а в самой нижней точке (на глубине 1040 м) — среднезернистый. Во всех монолитах обнаружена косая или рифельная слоистость с падением слоев вниз по долине. В пробе из каньона, расположенного по оси подводной долины Санта-Мария (23° 00' с. ш., 109° 50' з. д.) на глубине 720 м, внизу обнаружена смесь несортированных гравия, гальки и грубозернистого песка с четкой верхней границей, отделяющей этот слой от оползневой толщи. На глубине 1200 м лежат слои гравия, алевролита и глины, иногда обладающие градацией. В другой подводной долине этого района (Сан-Хозе) на глубине 244 м также найдены слои гравия, гальки и песка без признаков градации; на глубине 700 м они покрыты илом. Такие же слои обнаружены и на глубине 1410 м. Наконец, на оси долины Виджиа на глубине 1700 м обнаружены перемежающиеся слои гравия, песка и ила, также без градации, а в основании их лежит галька размером до 9 см. Авторы не высказывают своих предположений относительно способа образования этих слоев и пишут, что, по-видимому, существует большое разнообразие механизмов переноса материала в подводных каньонах и долинах — наряду с суспензионными потоками в них несомненно действуют оползни, обвалы и иные, еще недостаточно ясные механизмы.

В монографии Шепарда и Дилла (Shepard, Dill, 1966) приводится детальный материал по осадкам каньонов и подводных долин Калифорнии, согласно которому песчаные слои здесь обильны, но, как правило, не градационны. Грубозернистый мате-

риал располагается по всему руслу, и состав его не изменяется существенно с изменением глубины. Ящичные пробы дают хорошо сортированный неградационный песок со свежими обломками коренных пород и галькой, что указывает на большую скорость перемещающего этот песок потока. Однако подстилающая его глина не эродирована. Совершенно непонятно, каким образом галька рассеивается в песчаной толще по вертикали. Наряду с полным отсутствием признаков суспензионных потоков в верхних частях каньонов Калифорнии их конусы выноса несомненно состоят из отложений этих потоков. Приходится предположить, что эти потоки либо не отлагают материала в каньонах, либо возникают уже ниже их, у устьев. Шепард и Дилл считают, что если в рассматриваемых каньонах и долинах и образуются суспензионные потоки, то сравнительно малой плотности. Однако такие потоки способны переносить тонкозернистый песок, которым сложены валы долин на конусах выноса и частично сами конусы.

Шепардом, Диллом и фон Радом (Shepard, Dill, von Rad, 1969) опубликована большая статья, посвященная детальному исследованию морфологии и осадков подводной долины каньона Ла-Холья, обобщающая все полученные ранее материалы. Долина расположена на перепаде глубин от 550 м (переход от каньона к конусу выноса) до 1100 м, где она впадает в желоб Сан-Диего. Каньон прорезает коренные породы, но долина полностью врезана в рыхлые четвертичные отложения. Здесь по оси каньона обильные песчаные слои тоже не имеют никаких характерных для турбидитов черт и редко градационны. По оси долины на эродированном дне лежат слои ила и глины, переходящие ниже четким контактом в чистый хорошо сортированный тонкозернистый песок без всяких глинистых примесей. Поверхность конуса выноса покрыта главным образом илом, но с приближением к долине повышается содержание алевроита, а на ограждающих ее валах высотой до 100 м лежит тонкий песок. Авторы предполагают, что на поверхности конуса действуют сравнительно медленные суспензионные потоки, переносящие хлопья ила; но в самой долине течения бывают довольно сильными, как и в каньоне, где на дне илистых осадков совсем нет.

Очень интересное и детальное исследование было проведено в сходных условиях Д. Горслином под руководством К. Эмери (Gorsline, Emery, 1959). Эта работа посвящена изучению состава и генезиса осадков в системе каньонов, конусов выноса, подводных долин и замкнутых впадин у побережья Южной Калифорнии в районе Лос-Анджелеса. Это побережье представляет собой систему в различной степени заполненных осадками замкнутых бассейнов, часть которых (например, Лос-Анджелес и Вентура) находится ныне полностью на суше, а другая — располагается на глубинах до 1000 м. Эти бассейны, или впадины, непрерывно заполняются материалом, поступающим с континен-

та, и изолированы от глубин открытого океана. Исследованные указанными авторами бассейны Сан-Педро и Санта-Моника в настоящее время заполнены толщей осадков мощностью 2—3 тыс. м и имеют почти плоское дно. Заполняющий их материал поступает через несколько каньонов, выходящих своими вершинами в береговую зону очень близко к урезу и продолжающихся в море через конусы выноса в виде подводных долин шириной примерно 0,5 км, врезанных до 20 м в дно и окаймленных валами. Из пяти каньонов, спускающихся с севера по склонам впадин, лишь один не имеет такого конуса, а его вершина, расположенная на глубине около 100 м, удалена от берега почти на 10 км. В каньоны поступает большое количество песчаных наносов, перемещаемых вдоль берега волнением с северо-запада. Около 400 000 м<sup>3</sup> песка перехватывается искусственными сооружениями, но еще больший объем попадает в вершины каньонов и периодически опускается по их руслам.

Горслайном отобрано около 260 проб осадка и, кроме того, проанализировано 210 проб старых сборов. Значительная часть колонок (136) получена тяжелой поршневой трубкой, и длина их достигает 6 м. Основным осадком, заполняющим большую часть впадин у побережья Калифорнии, является зеленый ил (глинистый алеврит), который следует считать нормальным осадком дна бассейнов, продолжающим более грубые отложения их склонов и шельфа. Крупность зерен «нормальной непрерывной толщи» осадка изменяется от 0,5 мм у берега до 0,06 мм на шельфе и 0,02 мм в каньонах, а во впадинах она снижается до 8 м. В пробах этой толщи, взятых со дна бассейна, включены обильные прослойки чуждых ей отложений, соответствующих материалу верхних областей конусов выноса и русел каньонов. Среди таких вклинивающихся в нормальную толщу осадков находим слои градационных и слоистых песков, алеврит, смятые слои, гравий и включения ила. Наиболее обычны песчано-алевритовые прослойки мощностью в среднем около 1 см, но достигающие и 1 м, с медианным размером зерен 0,06—0,08 мм и градацией крупности от 0,09 до 0,05 мм. Такие слои несомненно являются результатом очень быстрого и спорадического вторжения в бассейн материала, поступающего в каньоны с шельфа.

Среди многих характерных черт прерывистых слоев в различных частях района можно отметить постоянную градацию песчаных толщ в каньонах, которая частично сменяется слоистостью на конусах выноса и становится редкой на дне бассейна. Обычно песчаные слои имеют четкие и нижнюю и верхнюю границы, в то время как более тонкий градационный материал конусов выноса и бассейна имеет четкую границу только в основании. Для склона характерны песчаные и алевритовые илы, лишенные слоистости. Общий характер осадочных толщ на участках конусов выноса и на прилегающих непосредственно к мате-

риковому склону, лишённому каньонов, участках показан на рис. 14, а механический состав осадков — на рис. 15. Определённый по углероду возраст отложений у основания колонок оказался не более 9500 лет. Авторы считают, что песчаные слои отлагались в период немногих последних тысячелетий и этот процесс продолжается в настоящее время. Скорость отложения для «нормальной» толщи зеленого ила составляет, по их подсчетам, 0,7 мм в год. При типичном интервале между слоями песка, равном 0,3 м, периодичность вторжения песчаного материала на дно бассейна получается равной примерно 400 годам, в то время

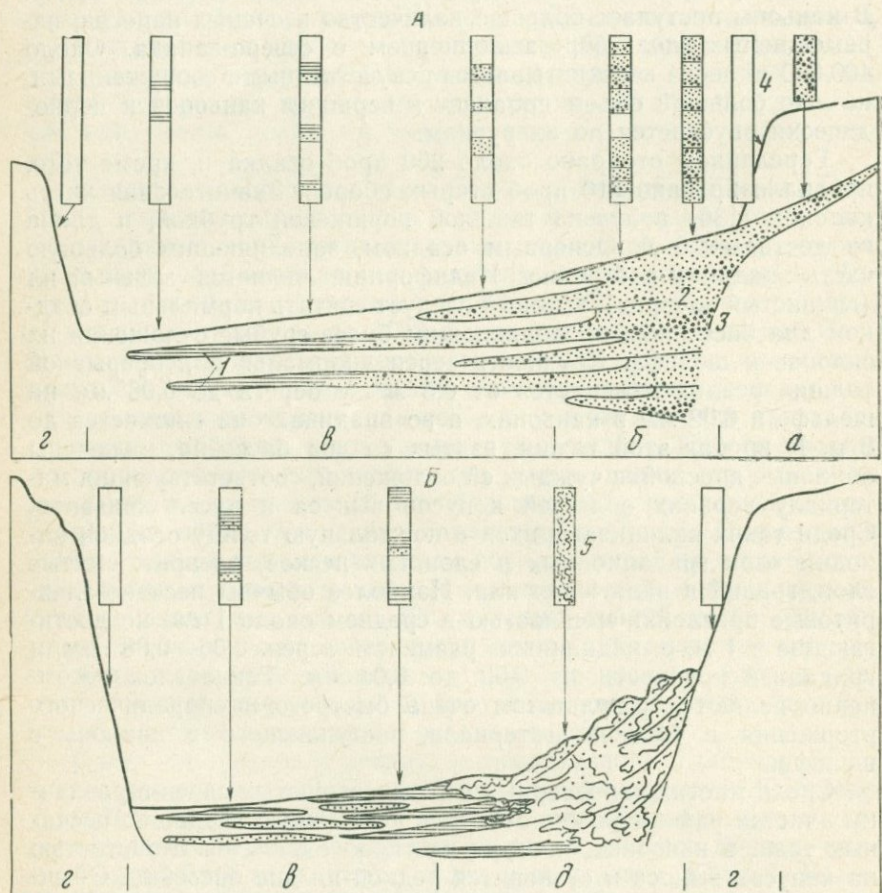


Рис. 14. Схема типичного распределения осадков в бассейнах Сан-Педро и Санта-Моника у побережья Южной Калифорнии (Gorsline, Emery, 1959)

А — по линии каньон (а) — конус выноса (б) — дно бассейна (в); Б — по линии склон (з) — подножие (д) — дно бассейна (д); 1 — серый алевроит; 2 — тонкий серый песок; 3 — среднезернистый серый песок; 4 — оливковый глинистый алевроит; 5 — смятый оползнями алевроит

как на конусах выноса и в каньонах, по мнению авторов, она меньше даже 10 лет. Анализируя происхождение осадков, покрывающих дно впадин, они приходят к выводам, что материал «нормальной непрерывной» илистой толщи поступает туда весьма различными путями и способами, но преимущественно в результате «диффузии» от клифов и устьев рек через толщу покрывающей шельф воды. Что же касается механизма поступления на дно бассейна грубозернистого материала и механизма формирования «прерывных» осадков, то единственным возможным способом их образования может быть перенос материала суспензионными потоками из береговой зоны через каньоны, непосредственно в которых на неизвестной пока глубине происходит преобразование в такие потоки чисто гравитационных перемещений песка (типа обвалов, оползней и других). Эти предполагаемые потоки и являются связующим звеном между неоднократно наблюдавшимися оползаниями и обвалами песчаных масс в различных каньонах рассматриваемого района и обнаруженными в их низовьях и на конусах выноса градационными слоями, продолжающимися на дне впадин уже в виде слоев тонкозернистого материала, редко обладающих градацией (песчаные зерна встречаются в основании слоя только близ конусов выноса).

Авторы не пользуются термином «турбидиты», появившимся всего за год до окончания их работы, и не сопоставляют структуру и текстуру слоев «прерывных» отложений с обычной схемой и свойствами предполагаемых отложений суспензионных потоков. В данном случае видим яркий пример доказательства «от обратного». Не сомневаясь в способности суспензионных потоков формировать описанные «прерывные» отложения и не видя ино-

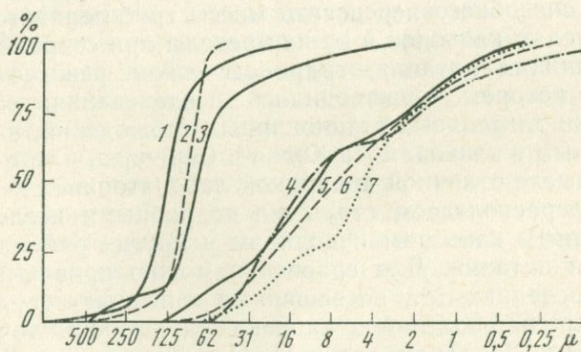


Рис. 15. Типичные кумулятивные кривые гранулометрического состава осадков в бассейнах Сан-Педро и Санта-Моника (Gorsline, Emery, 1959).

1 — основание градационной песчаной толщи; 2 — песок верхней части шельфа (для сравнения); 3 — середина градационной песчаной толщи; 4 — алевритовые слои (средний состав); 5 — песчано-глинистый алеврит с периферии конуса выноса; 6 — зеленая глина с дна бассейна Сан-Педро; 7 — зеленая глина с наибольших глубин бассейна Санта-Моника

го агента, способного на такую деятельность, Горслийн и Эмери создают схему возникновения песчаного суспензионного потока в каньонах, не вникая в возможность такого процесса и в его физическую сущность. Позднее, в различных работах Шепарда и Дилла, этот вариант, видимо, был отвергнут. Можно было бы высказать, применительно к условиям данного района, гипотезу о действии в каньонах суспензионного потока, в котором все же основную концентрацию суспензии создает глинистый или алевритовый материал, а песок является «пассивным» переносимым осадком, но для этого в работе нет достаточных данных. В то же время нет и полной уверенности в невозможности возникновения мутьевого потока из тонкого песчаного или алевритового материала, поступившего от обвала или оползня. Интересно в рассматриваемой работе предположение о возникновении современных суспензионных потоков не реже чем через 10 лет, а возможно, даже и ежегодно. Судя по длительным стационарным наблюдениям Дилла (Shepard, Dill, 1966), проведенным в условиях, аналогичных условиям данного района, ничего похожего на какой-либо поток, способный переносить песок вниз по каньону и за его пределы, ни разу обнаружить не удалось. Однако наблюдения Дилла ограничивались примерно 40 м глубины, а вполне возможно, что, как предполагал Нестеров, песчаные суспензионные потоки возникают на глубине больше 50 м после длительного движения обвальной массы по руслу. Впрочем, Дилл не наблюдал за все годы своих работ и таких обвалов или оползней, которые захватывали бы большие протяжения каньона с перепадом глубин в несколько десятков метров. Во всяком случае, с точки зрения литодинамики океана чрезвычайно интересно, что работа Горслийна и Эмери показывает существование механизма, способного переносить массы грубозернистого материала по руслам каньонов и за их пределы при современных уровнях, источниках питания, гидрологическом режиме и рельефе. Район, в котором производились исследования, заслуживает постановки длительных стационарных наблюдений, аналогичных проведенным в каньонах Ла-Холья и Скриппса, и мог бы явиться в этом смысле отличной природной лабораторией.

Мы не располагаем столь же подробными исследованиями по подводным каньонам и долинам в других районах с иными условиями питания. Для сравнения можно привести лишь три работы последних лет, посвященные описанию гораздо более отрывочных наблюдений в каньонах у северо-восточного побережья США. Дж. Трэмбэлл и М. Мак-Камис (Trumbull, McCamis, 1967) довольно кратко описывают осадки Каньона океанографов на глубине 1460 м, как они их видели из подводной лодки «Альвин». Авторы наблюдали на крутых стенках каньона (35—40°), сложенных слоистыми песчаниками, в которые он врезан, слой неуплотненного ила мощностью около 25 см. В то же время в русле каньона лежали крупные плиты песчаника, ви-

димо, перенесенные от мест своего отторжения какими-то мощными потоками. Трэмбэлл и Мак-Камис приходят к выводу, что в настоящее время этот каньон промывается редкими, но мощными суспензионными потоками или иными плотностными течениями, не имеющими значения для седиментации в его русле. Данный каньон, как и другие в районе банки Джорджес, судя по работам М. Роберсона, проводившего здесь сейсмическое профилирование (Roberson, 1964), прошел сложный путь развития: он по крайней мере дважды заполнялся осадками и вновь врезался в их толщу, причем первое врезание шло через третичную толщу, вплоть до меловых пород, а второе закончилось в осадочной толще, заполнившей первичный каньон в плейстоцене.

Д. Стэнли (Stanley, 1968), сопоставляя отложения древних каньонов, обнажающиеся в настоящее время в Альпах, с отложениями современных подводных каньонов, использует, как наиболее изученный в этом отношении, каньон Гулли, продолжающийся на юго-восток пролив между о. Кейп-Бретон и п-овом Новая Шотландия (примерно  $44^{\circ}$  с. ш. и  $59^{\circ}$  з. д.). Он отмечает, что для русел подводных каньонов характерно смещение осадков, движущихся вдоль них и опускающихся по их склонам. Сортировка осадков плохая, а крупность несколько убывает вниз по долине. Преобладают оползневые структуры, и градация очень слаба. Пачки песка, для которых обычно характерны быстрое отложение и слабая градация, как правило, располагаются у основания склона русла или у устьев притоков, и часто в основании пачек погребены илы. Стэнли считает, что в каньонах преобладают перенос материала обычными водными потоками и гравитационные его перемещения типа пескопадов, описанных Диллом. В то же время конусы выноса сложены типичными градационными турбидитами. По-видимому, подводные каньоны, находящиеся близ восточного побережья Северной Америки, не достигающие малых глубин шельфа, питаются в настоящее время материалом, стекающим с прилегающих к ним поверхностей песчаных банок. Что же касается отложений конусов выноса, то они сформированы при ином режиме, имевшем место в плейстоцене или в начале послеледникового периода, когда каньоны получали питание из своих верховьев. Интересно, что современные тонкие осадки обнаружены на подножии склона ниже конусов выноса; видимо, в настоящее время они проносятся над ними суспензионными потоками малой плотности.

В статье группы французских авторов (Allen, Castaing, Klingebiel, 1971) приведены данные довольно детального обследования осадков крупнейшего каньона Европы — Кап-Бретон и окружающего его шельфа. Этот каньон расположен на юге Бискайского залива, его ось почти параллельна береговой линии Испании, вершина находится на глубине около 10 м, а русло прослеживается до глубины 2000 м. Во всех полученных в нем пробах грунта преобладают тонкий алевроит и глина, тогда как

на прилегающем шельфе лежит главным образом тонкий и среднезернистый песок. На основании определений абсолютного возраста осадков авторы считают, что пески шельфа являются продуктом вюрмской и более древних регрессий и переотложены в голоцене, а сilt и глина в каньоне отложены в голоцене впадающими в залив реками.

Некоторые сведения об осадках в руслах каньонов различных бассейнов, по состоянию знаний примерно на 1964 г., можно найти в сводной таблице Шепарда и Дилла (Shepard, Dill, 1966). В ней сведены данные по 96 каньонам, хотя для многих из них нет тех или иных сведений. В таблице приведены данные по 17 каньонам, расположенным у западного побережья США; из них десять, по мнению авторов, имеют хорошее современное питание, два — ограниченное и для пяти (в северной части района), начинающихся на больших глубинах, пути питания неясны. На дне восьми из всех этих каньонов лежит песок и гравий; ил не обнаружен ни в одном, однако далеко не все они обследованы; 11 врезаны в коренные породы, выходящие на их бортах; у пяти имеются конусы выноса и подводные долины, у двух — нет и для десяти нет сведений. Для восточного побережья США в таблице приведены данные по 11 каньонам; все они либо имеют в настоящее время ограниченное питание, либо начинаются на большой глубине (два). На дне четырех из них лежит песок и гравий и еще четырех — ил (для трех данных нет). В шести каньонах стенки сложены коренными породами и в четырех покрыты мощным слоем ила. Аналогичная картина наблюдается и в каньонах близ Гавайских островов, где пять из семи имеют ограниченное питание (в руслах четырех из них все же лежит песок и гравий), у двух есть конусы выноса и у двух — нет (для трех нет сведений).

Очень ограниченны сведения о каньонах у западного побережья Европы. Здесь три из десяти имеют конусы выноса (для семи остальных это неясно); осадки русла неизвестны ни для одного, и только для четырех установлен материал стенок — коренные породы; лишь у двух питание хорошее, у пяти — ограниченное, три начинаются на большой глубине. Из 16 средиземноморских каньонов, врезанных в склон континента, у семи хорошее питание, еще у семи — ограниченное и два начинаются на большой глубине: для восьми есть сведения об устьях, пять имеют конусы выноса и долины, три — не имеют; всего для трех есть данные о грунте русел, и во всех трех случаях он состоит из песка и гравия.

К числу сравнительно изученных можно отнести каньоны Калифорнийского залива. Здесь из девяти каньонов шесть имеют хорошее питание, а грунт в их руслах песчано-гравийный (для остальных данных о грунтах нет). Все девять врезаны в коренные породы, обнажающиеся на их бортах, у шести есть конусы выноса, у одного — нет и для двух нет сведений.

Из этой статистики можно, по-видимому, сделать вывод, что в руслах подавляющего числа известных каньонов, имеющих хорошее питание или имевших его при более низком уровне моря, лежат песчаные и гравийные грунты, не покрытые илом. Из общего числа 36 каньонов, в которых были исследованы осадки, всего в четырех (у восточного побережья США) обнаружены в русле илы. В них же получены пробы ила и с бортов, в то время как в 49 из 55 обследованных в этом отношении с бортов получены коренные породы. Наконец, из 40 каньонов, обследованных до больших грубин, 31 имеет конус выноса и подводную долину и лишь девять их не имеют. Таким образом, подавляющее большинство каньонов являются, или являлись в прошлом, путями выноса масс тонкозернистого (алевроитового и песчаного) материала, слагающего ныне их конусы выноса. При этом, по-видимому, все каньоны, выходящие в береговую зону или на шельф, представляют собой русла каких-то мощных потоков, очищающих их от ила, переносящих грубозернистый материал и, возможно, эродирующих их склоны. Суспензионные ли это потоки, сказать трудно; во всяком случае, они не оставляют на своем пути осадков, которые можно было бы назвать турбидитами.

Несколько противоречат данным таблицы Шепарда и Дилла сведения о каньонах Средиземного и Черного морей. Так, судя по описанию Беллеша и Пото (Bellaiche, Pautot, 1966), наблюдавших осадки в каньоне около Канн при погружении в батискафе «Архимед», склоны этого каньона на глубинах от 1100 до 1500 м полностью покрыты жидкими и плотными илами, удерживающимися даже на очень крутых склонах. Однако вполне возможно, что при взятии пробы со склонов могут быть получены коренные породы, слегка замаскированные слоем ила. На бортах каньонов Кавказского побережья Черного моря, судя по рассмотренным ранее данным Галанова, также до глубин около 400 м лежат плотные и жидкие илы, хотя в руслах нередки и грубозернистые осадки. Беллеш и Пото не говорят об осадках русла — вполне вероятно, что в нем тоже мог лежать грубозернистый материал, аналогичный обнаруженному Буркармом в каньоне близ Ниццы.

Подводя итог всем изложенным материалам по осадкам каньонов, их конусов выноса и прорезающих конусы долин, можно, видимо, прийти к следующим выводам.

Несмотря на весьма различные условия питания, в которых находятся разные каньоны, следует считать, что в настоящее время не существует единого процесса, формирующего осадки в их руслах, на их бортах, в подводных долинах и на конусах выноса. Основная масса осадков конусов отложена, вероятно, суспензионными потоками прошлого, которые скорее эродировали русла каньонов, чем формировали в них отложения. В настоящее время на конусы выноса и далее поступает через каньоны лишь тонкий материал, переносимый сравнительно медленными

плотностными потоками, по своему механизму движения являющимися, возможно, суспензионными. Современный облик осадков, заполняющих каньоны, определяется локальными гравитационными движениями, не составляющими единого процесса для каньона в целом. Эти движения способны вызвать местные перемещения больших масс грубообломочного материала в его верховьях и породить суспензионные потоки малой плотности, выходящие на конусы выноса и за их пределы и способные переносить тонкий песок и алеврит при автосуспензионном режиме.

Как правило, в руслах каньонов и продолжающих их подводных долин отсутствуют типичные турбидиты и сравнительно редки песчаные градационные слои.

Вполне вероятно, что помимо суспензионных в каньонах действуют и иные потоки, способные перемещать значительные массы алеврита и песка, например возникающие при действии внутренних волн, длиннопериодных колебаний уровня или приливов, а возможно, и плотностные несуспензионные течения. Наиболее вероятно возникновение современных суспензионных потоков, проходящих через весь каньон и выносящих песчаный материал на большие глубины, в каньонах, русла которых являются продолжением крупных рек с большим твердым стоком.

В качестве рабочей гипотезы можно также высказать предположение, что по каньонам в настоящее время текут суспензионные потоки малой плотности, но большой скорости в пределах значительных продольных уклонов русла. Они, как и обычные потоки, с большой скоростью переносят массы песка, гравия и даже гальки и отлагают их на участках, где скорость уменьшается. Тонкий материал, в том числе и алеврит, образующий основную суспензию потока и определяющий характер его движения, выносится на большие глубины и отлагается на конусах выноса и за их пределами. Только здесь при малых уклонах и из тонкого материала могут формироваться градационные слои.

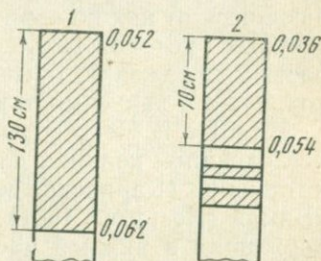
Теперь рассмотрим некоторые из опубликованных в последние годы сведений о современных турбидитах больших глубин океана, за пределами материкового склона и его подножия. Анализ происхождения терригенных осадков глубокого моря во многом подобен анализу генезиса ископаемых толщ. За пределами подножия исчезает возможность связывать осадки с теми или иными путями их поступления и открывается широкая возможность для всяких гипотез и предположений, основывающихся на данных эксперимента и аналогиях с отложениями, обусловленными действием достаточно хорошо изученных агентов и процессов.

Прочному внедрению в геологию моря представления об аналогии песчаных осадков глубокого моря с турбидитами, воспроизведенными в лабораторных условиях, и флишами мы обязаны в основном работам сотрудников Ламонтской обсерватории, в первую очередь Хейзену, Эрикссону и Юингу. После по-

явления в 1951 г. их статьи об осадках подводной равнины, расположенной к юго-востоку от каньона Гудзон, и о связи этих осадков с выносом суспензионных потоков в 1954 г. ими опубликованы еще две работы, подтверждающие турбидитное происхождение осадков подводных равнин также и у восточного побережья США и Канады. В первой работе (Heezen, Ericson, Ewing, 1954) авторы описывают пять колонок грунта, взятых Хейзенем в 1952 г. с глубины около 5200 м на предполагаемом пути суспензионного потока 1929 г. по равнине. В двух из них (рис. 16) верхняя часть пробы состоит из градационной толщи алеврита, причем в одной эта толща составляет 70 см, а в другой — 130 см.

Рис. 16. Схемы колонок грунта, полученных Хейзенем с глубины 5190 м после обрыва кабелей в северной части подводной равнины Сом (Heezen, Ericson, Ewing, 1954)

1, 2 — номера колонок (см. рис. 17); штриховкой показаны градационные толщи; ниже их лежит коричнево-серый форамниферовый ил; цифры справа — Мд, мм



Градационная толща имеет снизу четкий контакт с пелагическими илами, а сверху непосредственно выходит на поверхность дна. Эти толщи связываются авторами с прохождением краевой зоны суспензионного потока 1929 г. Ниже градационных отложений в колонках переслаиваются пелагические осадки с тонкими градационными слоями илистого песка — предположительно осадками древних потоков. Две другие колонки не принесли ничего, кроме отдельных зерен песка; возможно, они содержали чисто песчаные пробы, выпавшие при подъеме трубки. Последняя колонка, взятая в 160 милях к востоку от предыдущих, содержала в верхней части 30 см глубоководного пелита, переходящего плавно вниз в хорошо сортированный алеврит. Авторы считают, что она получена уже вне зоны прохождения потока 1929 г.

Во второй работе описывается морфология абиссальной равнины к югу от Ньюфаундленда (южнее района обрывов кабелей в 1929 г.), названной впоследствии Хейзенем «равниной Сом» (Heezen, Ewing, Ericson, 1954). Авторами проведена детальная батиметрическая съемка равнины и описано 12 колонок, включая ранее взятые Хейзенем и уже рассмотренные нами. Из них надежная поверхностная градационная серия была обнаружена в двух только что описанных, пять не принесли ничего, кроме отдельных зерен песка, и пять содержали в верхних горизонтах пелагические осадки. На основании морфологических данных и рассмотрения полученных колонок авторы делают вывод, что абиссальная равнина заполняется осадками, поступающими из пролива Кабота и по Срединно-Атлантическому каньону с шельфов

Лабрадора и Ньюфаундленда и в западной части — по каньонам у берегов Новой Англии и Новой Шотландии. Наиболее развит покров турбидитов между Срединно-Атлантическим хребтом и Бермудским поднятием, где ширина равнины составляет около 200 миль.

В уже упоминавшейся работе тех же трех авторов совместно с Г. Воллин (Ericson a. o., 1961) рассмотрены и сопоставлены ненарушенные колонки (221), собранные на абиссальных глубинах Атлантического океана. В этой работе категорически утверждается, что в колонках можно четко различить осадки, выпавшие из взвеси в условиях спокойной воды, — терригенные тонкие частицы и скелеты пелагических моллюсков — и резко отличающиеся от них по окраске, структуре и текстуре осадки суспензионных потоков. Последние характеризуются большой скоростью отложения, обычными признаками мелководного происхождения и зависимостью седиментации от рельефа.

В 1961 г. В. Нестеровым опубликованы результаты детального исследования колонки длиной 8 м, полученной из Колумбийской котловины (Карибское море) с глубины 4050 м в 12-м рейсе э/с «Вима» (Nesteroff, 1961). Колонка состоит из многих ритмов, содержащих в нижней части градационные толщи алеврита или песка, переходящих выше в ил. Ритмы разделены обычно слоями раковин фораминифер и птеропод с тонким песком или только тонким песком, являющимся, по мнению Нестерова, результатом эрозии дна суспензионным потоком. Как и в других колонках абиссальных турбидитов, здесь более четки нижние ритмы, что указанный автор связывает с ослаблением деятельности суспензионных потоков после окончания оледенения.

В следующем году Нестеров опубликовал статью, в которой по результатам анализа многочисленных колонок, хранящихся в Ламонтской обсерватории, делает вывод о полностью «турбидитном» происхождении всех слоев в ритмах абиссальных градационных осадков (Nesteroff, 1962). Он указывает, что обычная мощность ритма в абиссальных осадках равна 15—20 см и число их в колонке достигает 40. Ритм состоит из тонкого слоя песка, переходящего постепенно в алеврит и далее в мощную толщу еще более тонкого материала. Нестеров полагает, что слои тонких осадков между ритмами, ранее считавшиеся пелагическими, являются результатом переотложения суспензионным потоком донного материала или отложениями тонких частиц, несомых самим потоком. Особое внимание он уделяет распределению в ритмах фораминифер и птеропод. Эти раковины располагаются обычно тонкими слоями в мелкозернистом песке, отсутствуют в алеврите и основной толще ила и вновь появляются в верхних илистых горизонтах ритма, образуя над ним слой сплошных раковин. В. Нестеров считает несомненным, что известковые раковины, обнаруженные в колонках с глубин более 5000 м, были перенесены сюда, благодаря их высокой плавучести, вместе с

наиболее тонким материалом суспензионными потоками в стадии затухания. Сохранность скелетов этот автор объясняет защитой их тончайшим слоем пелагической глины, выпадающей в периоды между прохождениями суспензионных потоков, а отсутствие этой глины в колонках — эрозионным воздействием тех же потоков. По его мнению, отлагающегося примерно за две недели слоя глины толщиной 2  $\mu$  уже достаточно, чтобы приостановить растворение. Таким образом, Нестеров приходит к выводу, что и пелагические осадки, переслаивающие ритмы турбидитов, не являются собственно пелагическими, а перенесены тем же потоком, которым созданы градационные толщи. Отсюда очевидно, что роль собственно пелагической седиментации в осадкообразовании на абиссальных равнинах, по которым способны распространяться суспензионные потоки, ничтожна.

В опубликованной позже обзорной статье этот же автор (Nesteroff, 1965) приводит новое подкрепление универсальности турбидитов прошлого и современных в виде упоминавшейся уже мной теории «автосуспензии», разработанной Бэгнольдом. В этой статье он приходит к заключению, что автосуспензионные потоки являются универсальным глобальным современным механизмом переноса терригенного материала на большие глубины с исключительно большой скоростью — в течение нескольких часов. Отложения таких потоков полностью характеризуются их внутренним механизмом, но не условиями пелагиали, где оседает несомый ими материал, и они способны развиваться от оползня до автосуспензионного потока на протяжении всего нескольких сотен метров. В работах Нестерова находим наиболее ортодоксальные и категорические заключения и выводы из концепции суспензионных потоков применительно как к современным, так и к ископаемым осадкам.

В 1965 г. Нестеров совместно с Б. Хейзенем и М. Дюпле опубликовали работу, в которой на основании минералогического анализа показана полная идентичность состава градационных толщ абиссальной равнины Тахо с аллювием одноименной реки (Duplaix, Nesteroff, Heezen, 1965). В статье утверждается, что осадки равнины являются турбидитами, образованными суспензионными потоками, стекавшими по каньону Тахо вплоть до глубин 5000 м. Основанием для такого утверждения служит, кроме идентичности минерального состава турбидитов и аллювия, их ритмичность и градационный характер ритмов. В следующем году Нестеров с Хейзенем и Конолли опубликовали статью (Nesteroff, Heezen, Conolly, 1966), в которой отложения абиссальной равнины к югу от Австралии (в районе 37°27' с. ш., 133°40' в. д.) описываются как турбидиты. Колонки получены с кораблей «Вима» и «Конрад» на глубинах около 5500 м. При длине колонок более 7 м в них обнаружен ритм мощностью 3,15 м, в основании которого лежит около 10 см грубозернистого, хорошо окатанного кварцевого песка и гравия, а выше — биокластический

фораминиферовый градационный песок. Над ритмом располагается карбонатный ил. В части колонок нижний терригенный слой отсутствует. Описанный осадок со сложным ритмом, состоящим из терригенных и биогенных компонентов, авторы назвали «гетерогенным турбидитом».

В упоминавшейся уже работе Белдерсона и Лаутона (Belderson, Laughton, 1966) описано шесть колонок, взятых на подводной равнине между о. Мадейра и Канарской котловиной с глубины около 5200 м. В каждой из них турбидиты составляют до 75% общей длины колонки, причем они отсутствуют на материковом склоне уже на глубине 5000 м и на возвышенностях, поднимающихся над равниной даже на 50 м. Особый интерес в статье представляет корреляция пяти колонок, взятых довольно кучно, с шестой, взятой в 65 км севернее их. Корреляция по окраске и по переслаивающим ритмы раковинам надежно указывает, по мнению авторов, что ими обнаружены следы единого потока, растекавшегося по равнине в районе взятия колонок не менее чем на 65 км. Они указывают также на погрубение осадка с уменьшением уклона — на материковом склоне и подножии отложен тонкий пелит, который, по-видимому, перемещается хвостом потока или следующим за ним облаком.

Одновременно со статьей указанных авторов опубликована статья М. Джонсона (Johnson, 1966a), в которой он пытается проанализировать процесс отложения материала мутьевым потоком, предполагая его режим автосуспензионным, а сам поток плоским и растекающимся. В том же году Джонсон напечатал обзорную статью, в которой полностью принимает концепцию суспензионных потоков и приводит многочисленные, хотя и не оригинальные, доказательства их глобального распространения (Johnson, 1966b). В этой статье интересна карта распространения глубоководных песков и очагов образования суспензионных потоков, заимствованная частично у Хейзена (Heezen, 1963). Джонсон утверждает на основании данных сейсмического профилирования, что волнистый рельеф поверхности абиссальных равнин скрывает под толщей современных пелагических осадков слои песка и ила, являющиеся отложениями древних суспензионных потоков.

Буркар в уже упоминавшейся статье (Bourgart, 1964) описывает осадки западной части Средиземного моря. Он указывает, что до 60-х годов было принято считать, что котловина моря заполнена илами, распространяющимися и на склон. Однако работы последних лет показали наличие и на подножии, и на абиссальных равнинах Средиземного моря обильных слоев песка и гальки. На подножии эти слои нередко выходят прямо на поверхность и достигают большой мощности, а на равнине обычно переслаиваются илом. Даже на склоне, в целом покрытом илами, на глубинах около 1900 м располагается пояс шириной около 3 миль, сложенный песком и перекрытый в нижней

части дюнами, обращенными крутым склоном в сторону больших глубин, что, возможно, говорит о движении песка вниз по склону. И здесь Буркар не утверждает, что описываемые пески являются турбидитами, но, по-видимому, склонен приписать их распространение на большие глубины все же суспензионным потокам. Он считает необходимым дальнейшее исследование этой проблемы, и, по его мнению, этот район Средиземного моря является идеальным для решения проблемы суспензионных потоков благодаря сбланию каньонов и грубозернистых осадков на больших глубинах. Любопытно, что галька в осадках западной части Средиземноморского бассейна встречается на глубинах до 2600 м, т. е. почти максимальных в этом районе.

В статье Е. Г. Маева (1964) описываются осадки южной котловины Каспийского моря и ее склонов по данным довольно многочисленных колонок. В статье находим не столько фактический материал, сколько его интерпретацию, из которой следует, что в этом районе на участках с крутизной дна от 1 до 10° осадки свидетельствуют о весьма интенсивной оползневой деятельности, сопровождавшейся возникновением суспензионных потоков, оставивших свои отложения в котловине. Действием суспензионных потоков автор статьи объясняет образование слоя слабоизвестковистых глинистых серых илов с градацией от алевроитовых до тонких и с четкими контактами на нижней и верхней границах. Этот слой включен в более светлую толщу новокаспийских илов, заполняющих котловину; он выклинивается к ее границам, а в центральной части его мощность превышает длину взятых колонок. В то время как содержание карбонатов во вмещающих толщах от устья Куры на восток возрастает от 17 до 41%, в градационном слое их содержание довольно постоянно (22—26%), что говорит о его быстром распространении по котловине. Под градационным слоем часто располагаются оползневые структуры. Автор предполагает, что источником материала для этого слоя были мощные подводные оползни, материал которых был затем разнесен по котловине суспензионными потоками. Питание оползней и потоков осуществлялось материалом со склонов подводного хребта Шатского и Апшеронского полуострова, а также аллювием Куры и продуктами грязевых вулканов. Е. Г. Маев отмечает наличие больших перерывов в новокаспийских отложениях (отсутствие даже многих четвертичных горизонтов), что он объясняет эрозией дна оползнями и суспензионными потоками. Также эрозии приписывает он образование на склонах котловины многочисленных подводных долин с врезом до 30 м.

Несмотря на отсутствие в рассматриваемой статье конкретных данных по минералогии и гранулометрии осадков, построения ее автора довольно правдоподобны, хотя и не дают ничего нового для понимания процессов возникновения суспензионных потоков и отложения ими твердого материала. Можно согла-

ситься с Маевым, что интенсивная оползневая деятельность на склонах котловины могла повлечь за собой взвешивание больших масс тонкого материала и затем постепенное его осаждение с переносом на большие глубины и образованием градационных слоев.

В 1971 г. вышла статья Д. Горна с соавторами (Ногн а. о., 1971), посвященная описанию турбидитов северной части Тихого океана. На основе анализа 30 колонок грунтов, полученных с подножия склона Северной Америки (в полосе от 35 до 55° с. ш.) и с абиссальной равнины в том же районе (на широте около 45°), авторами была составлена карта распространения турбидитов и предполагаемых путей суспензионных потоков. В колонках преобладали градационные серии — от тонкозернистого песка до ила. Авторы различают по крупности частиц осадки верхних и дистальных участков суспензионных потоков и участков, более удаленных от их русел. Границу распространения турбидитов они проводят на глубинах, где появляются пелагические осадки, и указывают, что так называемые глубоководные пески в действительности являются обычно алевритами, что характерно и для северо-восточной части Тихого океана. Тонкозернистые пески находятся лишь в самом основании градационных ритмов. Осадки на оси каналов, служивших, по мнению авторов, путями суспензионных потоков, не градационны или обладают градацией лишь в тонких слоях, в основании они содержат песок, а мощность их слоев весьма различна. Эти признаки авторы считают характерными для отложений высокоплотной и быстро движущейся части потока. С удалением от каналов градация становится более явной, и в целом характер колонок определяется удалением не столько от суши, сколько от основного русла потока. В статье находим интересные выводы, безусловное допущение турбидитности вскрытых градационных и даже неградационных слоев, но далеко не всегда убедительный анализ и истолкование полученных материалов.

Приведу еще оценку отложений предполагаемых суспензионных потоков в трех желобах Тихого океана, данную В. Аникушиным и Г. Лингом (Anikouchine, Ling, 1967) на основании анализа трех колонок, полученных в этих желобах. Авторы приходят к выводу, что Яванский желоб и желоб Минданао заполнены в основном турбидитами, в то время как Марианский — пелагическими осадками лишь с примесью турбидитов. Причисление осадков к турбидитам делается авторами по признакам, указанным Кьюеном (Kuenen, 1964). Однако четкая градация обнаружена ими только в одном слое колонки из Яванского желоба; в желобе Минданао явной градации нет, но есть расплывчатый переход от грубозернистых песков к тонким осадкам, а в Марианском — градация прослеживается только по содержанию илестых частиц. Сортировка отложений во всех колонках плохая. В Яванском желобе обнаружена косая слоистость, которую

авторы предполагают рифельной. Во всех трех колонках находятся обильные глиняные катыши — признак массового переотложения осадка. Несмотря на полную уверенность Аникушина и Линга в том, что ими во всех колонках обнаружены турбидиты, описание колонок говорит скорее о сложном процессе образования отложений, в котором в определенные периоды вполне вероятно участие и суспензионных потоков.

Основные возражения против концепции суспензионных потоков применительно к современным осадкам глубокого моря выдвигались в 60-х годах Хюбертом (Hubert, 1964) и Лингеном (Lingen, 1969). Не отвергая способности суспензионных потоков переносить обломочный материал на большие глубины, Хюберт указывает на многие неясности этого процесса, в частности механизма формирования градационной слоистости. Он также обращает внимание на общность многих черт турбидитов и отложений обычных потоков и на очень слабую изученность придонных течений, способных, по его мнению, переносить песчаный материал на большие расстояния. Он критикует метод воспроизведения механизма суспензионных потоков, исходя из свойств приписываемых им осадков, и указывает, что в современных осадках полные серии слоев, охватываемых схемой турбидита, встречаются редко. Хюберт не отрицает роли суспензионных потоков малой плотности в переносе материала на больших глубинах, но полагает, что вынос терригенного материала по каньонам может осуществляться и обычными течениями, о природе которых, впрочем, он ничего не говорит. В целом у этого автора, как и у сторонников гипотезы суспензионных потоков, довольно сильна критика противоположной концепции, но зато полностью отсутствуют сколько-нибудь убедительные построения касательно иных механизмов и процессов перемещения материала, могущих объяснить те явления, которые удается толковать с позиций гипотезы турбидитов (см. гл. II).

Серьезную критику концепции об универсальном распространении турбидитов в океане находим и у Лингена. Рассматривая глубоководные осадки и доказательство их турбидитного происхождения, он указывает, что глубоководные пески обычно чисты, не имеют глинистой матрицы и более 50% их не имеют градиации. До сих пор, по его мнению, не получено доказательств растекания суспензионных потоков, т. е. поперечного развития турбидитов. Подвергает он сомнению и упоминавшееся уже утверждение Хейзена о явно турбидитном характере верхних частей колонок, полученных на пути потока 1929 г. Линген считает, что разница между «градационным алевритом» и пелагическим осадком в этих колонках весьма сомнительна, как и градационный характер одной из них. По его мнению, из множества ящичных проб, собранных Боумом и Шепардом у берегов Калифорнии, лишь одна дала полную последовательность слоев, соответствующую схеме Боума, но и в этом случае слои имели

наклон вниз по долине, в то время как крутые склоны рифелей были обращены вверх по долине. Несмотря на обильные и достаточно обоснованные возражения против концепции турбидитов, и особенно против проведения полной аналогии между современными турбидитами и флишами, у Лингена тоже не находим достаточно серьезных и правдоподобных позитивных предложений, которые могли бы объяснить механизм формирования глубоководных осадков или флишей иначе, чем с помощью суспензионных потоков. Весьма обстоятельная и объемистая работа Лингена содержит, по-видимому, наиболее серьезную критику концепции суспензионных потоков в геологии моря, и если автору и не удается сколько-нибудь основательно дискредитировать эту концепцию, особенно в глазах ее сторонников, то, во всяком случае, его труд может во многом способствовать очищению гипотезы от недостаточно обоснованных утверждений и обобщений.

Вслед за публикацией статьи Лингена в тот же журнал поступило ответное письмо Кьюнена (Kuenen, 1970), и в одном номере с ним была напечатана обширная реплика Лингена (Lingen, 1970). Оба автора и здесь основное внимание уделили проблеме флиша и в меньшей мере — правомерности отнесения к числу турбидитов современных глубоководных грубозернистых осадков. Ни попытки Кьюнена опровергнуть выдвинутые Лингеном сомнения, ни критика Лингеном этих попыток не вносят в состояние гипотезы ничего нового, поскольку оба автора оперируют все тем же материалом и теми же идеями. В заключение своего ответа Кьюнену Линген предлагает в качестве одного из путей решения спора детально исследовать отложения, возникшие после смещения крупных современных сползней, например оползня Вальдец на Аляске. Такие исследования, по его мнению, следует провести путем отбора большого числа ящичных проб, что позволит проанализировать структуру и текстуру осадков, созданных заведомо свежим суспензионным потоком. Однако для эффективности подобных исследований нужно иметь убедительные доказательства того, что в результате оползня действительно возник суспензионный поток, и сведения о его направлении, месте возникновения и других характеристиках, а это вряд ли осуществимо.

Заканчивая на этом обзор работ о турбидитах на современном океаническом дне, попытаемся установить, насколько изложенный в этих работах материал подтверждает правильность концепции суспензионных потоков в осадкообразовании и литодинамике океана. Предлагаемые различными авторами признаки отложений суспензионных потоков являются результатом обобщения свойств флиша, отложений потоков, воспроизведенных в лаборатории и предположительно аналогичных природным суспензионным потокам, а также свойств, которые «а priori» вытекают из предполагаемого механизма переноса и отложения турбидитов

Обнаружение аналогичных свойств в глубоководных терригенных осадках позволяет сторонникам концепции турбидитов причислять к ним и эти осадки, хотя во множестве случаев (видимо, не менее чем в половине) глубоководные терригенные отложения, несмотря на их явно мелководное происхождение, не обладают вовсе свойствами типичных турбидитов или обладают лишь немногими из них. Все предлагаемые различными авторами признаки турбидитов следует считать в лучшем случае необходимыми, но никак не достаточными для безоговорочного отнесения осадка к отложениям суспензионного потока. Допуская широкое распространение в океане таких отложений, следует допустить также либо существование множества турбидитов, не обладающих типичными признаками, им приписываемыми, либо существование иных механизмов отложения терригенного материала на больших глубинах, действующих или действовавших наряду с суспензионными потоками и оставивших нам обильные отложения, не вписывающиеся в схему турбидита или вписывающиеся в нее лишь по отдельным признакам. Однако если говорить об абиссальных глубинах океана, то пока невозможно предложить на обсуждение какой-либо механизм перемещения, который мог бы по своей физической правдоподобности конкурировать с суспензионным потоком. Следовательно, пока приходится допускать существование турбидитов, не обладающих набором всех обязательных для них свойств. А поскольку эти свойства вытекают из предполагаемого механизма отложения суспензионным потоком, то приходим либо к опровержению исходного тезиса о «турбидитном» происхождении терригенных грубозернистых осадков глубокого моря, либо к отрицанию предполагаемых свойств потоков. Если же допустить возможность действия иных механизмов, способных отлагать такие осадки на больших глубинах, то вполне вероятно, что эти механизмы окажутся в состоянии отложить и типичные турбидиты со всеми соответствующими признаками. Не смею полагать, что проведенное здесь рассуждение способно прояснить проблему турбидитов, однако считаю, что оно достаточно убедительно показывает нецелесообразность отнесения осадков глубокого моря к их числу на основании признаков, предлагаемых исходя из аналогий с флишем или с отложениями мутьевых потоков, создаваемых в лабораторных условиях. Даже принимая концепцию суспензионных потоков как наиболее правдоподобную и физически обоснованную, все же еще нельзя утверждать, что те или иные осадки глубокого моря бесспорно являются их отложениями, а следовательно, и нельзя приклеить ярлык турбидита к тому или иному реальному осадку океана, хотя бы он и обладал набором всех необходимых (но не достаточных!) свойств отложения суспензионного потока.

Посмотрим, к чему же обязывают те признаки турбидитов, которыми пользуются различные авторы, и с чем можно связывать эти признаки. Основной их набор связан со следующими

свойствами переноса агента: неспособностью долго удерживать во взвеси и транспортировать частицы данной крупности, обычно связываемой с падением скорости потока; сравнительно большой скоростью отложения (порядка миллиметров в минуту); переносом отлагаемого материала со значительно меньших глубин; движением его в сравнительно тонком придонном слое (не более десятков метров).

Первое свойство предположительно обеспечивает градационный характер отлагающейся толщи. Это, однако, может быть достигнуто и при затухании скорости обычного потока не во времени, а по протяжению, если предположить спорадический характер питания его наносами, что обычно и допускается применительно к поступающему на материковый склон грубозернистому терригенному материалу. Второе свойство — большая скорость отложения — далеко не очевидно. Конечно, сравнительно с отложением пелагических осадков эта скорость несоизмеримо велика, но утверждать, что она составляет сантиметр в час или сантиметр в сутки, мне кажется, пока нет оснований; определяется она опять же темпом поступления материала в перемещающий поток и длительностью питания. Что касается двух последних свойств, то они ничего не могут сказать нам о механизме переноса и являются достаточно универсальными и обязательными для любого перемещения грубого терригенного материала на большие глубины.

Рассмотрим некоторые признаки осадка, не определяемые перечисленными свойствами агента, но обычно вводимые в число необходимых признаков турбидита. Большинство авторов указывают на необходимость четкого нижнего контакта ритма, считая причиной такого контакта отложение грубозернистого материала на тонкий пелагический слой из взвеси. Но четкая граница может быть получена как при выпадении грубых зерен из взвеси без нарушения подстилающей поверхности, так и в результате отложения влекомых по дну и эродирующих его грубых частиц. Пожалуй, труднее ожидать четкости контакта при воздействии на тонкозернистый донный осадок потока, распространяющегося с большой скоростью и, следовательно, взвешивающего материал с дна. А именно таков должен быть механизм воздействия суспензионного потока на подстилающее дно.

Кьюнен считает, что для турбидита характерна хорошая сортированность материала на каждом горизонте ритма. Этот признак, несомненно, не является привилегией суспензионного потока; скорее, именно в его грубозернистых осадках, отлагаемых в самых нижних горизонтах ритма еще при значительной турбулентности, можно предполагать недостаточно хорошую сортированность. Наличие рифельных слоев между толщиной грубозернистого материала и горизонтальными слоями алеврита указывает лишь на плавное падение скорости потока и на переход песчаного материала к движению влечением вплоть до полного его

прекращения. Разделение ритмов турбидита слоями пелагических осадков несомненно указывает на спорадичность отложения ритмов, но ничего не говорит о его механизме. Вероятно, наиболее интересным свойством турбидита, на которое также обратил внимание Кьюнен, является наличие во всех горизонтах ритма примеси тонкого глинистого материала — матрицы. Механизм ее формирования, описываемый Кьюненом, не очень ясен. Как уже говорилось, он предполагает, что тонкие глинистые частицы основной суспензии потока захватываются песчаными зернами при их выпадении и затем сохраняются в поровой воде осадка. Действительно, трудно представить себе формирование такой матрицы при каком-либо ином способе перемещения песчаного материала, и наличие ее, возможно, является наиболее убедительным признаком отложения данного слоя суспензионным потоком.

В дополнение к рассмотрению предлагаемых признаков турбидитов и определяющих эти признаки свойств потока вернемся к результатам опытов Миддлтона и Кьюнена. Первый установил, что поток большой концентрации, а следовательно, и большой плотности эродировать подстилающую его поверхность. Отсюда можно сделать вывод, что будет эродировать дно и поток, создающий градационные слои, ибо для образования градационной серии с грубозернистым материалом необходима значительная концентрация суспензии. Кьюнен в упоминавшихся уже опытах в кольцевом лотке обнаружил, что мутьевой поток создает концентрацию однородных частиц в процессе их донного движения, а не выпадения из взвеси, хотя остается неясным, о каком именно донном движении идет речь. В то же время, по его данным, песок крупностью 0,5 мм, составляющий подошву песчаного градационного слоя, движется во взвеси только при скорости течения более 4 м/сек (по работе 1967 г. — более 1 м/сек), а при меньших скоростях выпадает на дно и перемещается некоторое время влечением и сальтацией, что также должно вызывать эрозию подстилающего слоя. Несмотря на это, Кьюнен сомневается, существует ли в суспензионном потоке слой влечения, хотя кажется очевидным, что частицы не могут перейти от движения во взвеси сразу к состоянию покоя на дне. Некоторое осложнение в течение процесса осаждения вносит характер распределения скорости в суспензионном потоке. Если связывать распределение взвеси по вертикали с местными скоростями потока, то надо учитывать, что максимум скорости может располагаться где-то в его средней части и, вероятно, наиболее грубый материал может перемещаться во взвеси также именно здесь. В таком случае при снижении скорости он, опускаясь на дно, должен пройти область, в которой взвешен более тонкий материал. Последний при снижении скорости потока в свою очередь тоже должен выпасть на дно и таким образом нарушать градационный характер осадка. Поскольку до сих пор нет надежных сведений о распределении

концентрации взвесей и крупности частиц по вертикали и по длине потока, весьма туманным остается и механизм выпадения материала из толщи суспензии.

Единственный вывод, который можно сделать из анализа предположений о механизме отложения и характере отлагаемых суспензионным потоком осадков,— это вывод о крайней недостаточности сведений о механизме самого потока и соответственно о недостаточной обоснованности необходимых признаков турбидитов. Поскольку же этим термином названы не осадки, обладающие теми или иными признаками, а отложения именно суспензионных потоков, то снова приходим к заключению, что нет никаких оснований называть какие-либо реально находимые в природе отложения турбидитами. Этот вывод отнюдь не означает, что множество осадков в океане, которые принято называть турбидитами, не могут быть действительно отложены суспензионными потоками, как и многие осадки, свойства которых не вполне соответствуют свойствам, приписываемым турбидитам. Суспензионный поток вполне заслуживает того места, которое отводится ему в геологии и литодинамике моря, но установление надежных связей между его деятельностью и осадками на больших глубинах — пока еще дело будущего.

#### **ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ (повреждения подводных кабелей и морфодинамика)**

Среди косвенных признаков или предполагаемых последствий движения суспензионных потоков особое место занимают обрывы подводных кабелей, известные в истории подводной кабельной связи с самых первых лет ее существования. Особое внимание они начали привлекать примерно с 80-х годов прошлого века, когда кабели пересекли не только северную, но и южную часть Атлантического океана, связали Англию с Индией, Сингапур с Австралией, многократно пересекли Средиземное море и протянулись вдоль берегов Африки. С ростом числа подводных кабельных линий все более часты стали их таинственные обрывы, происходившие преимущественно в верхней части материкового склона. В конце 80-х годов кабельной связью был пересечен каньон Конго, обнаруженный и впервые измеренный при проведении промерных работ, предшествовавших прокладке кабеля. Многократные обрывы его в каньоне повторялись почти ежегодно и не прекратились даже после переноса кабеля на глубины более 2000 м. В те же годы неоднократно отмечались обрывы кабелей на склонах Ньюфаундлендской банки и регулярные обрывы на линии, пересекавшей устье Ла-Платы. Дж. Мильн (Miln, 1897) приводит таблицу, согласно которой примерно к 1895 г. на 38 подводных линиях произошло 245 обрывов. Уже в 90-х годах была подмечена закономерная связь обрывов с величиной твер-

дого стока рек, вливающих в верховья пересекаемых кабелями каньонов, и с сейсмическими толчками, способными вызвать нарушение равновесия масс осадков на склоне и повлечь крупные подводные оползни или обвалы. Таким образом, обрывы кабелей уже более 70 лет назад связывались с перемещениями масс осадков на материковом склоне и в подводных каньонах. Что же касается механизма и характера таких перемещений, то о них высказывались самые разнообразные мнения.

Г. Бенест (Benest, 1899) связывал разрушение кабелей с выходами на морском дне пресных вод, выносимых реками, часть стока или полный сток которых уходил на суше в подземное русло и открывался затем на морском дне. С такими выходами пресных вод он связывал также вынос растительных остатков и аллювия на большие глубины. Дж. Мильн склонен был объяснять обрывы кабелей сейсмическими движениями дна. Инженеры, которым приходилось поднимать и ремонтировать поврежденные кабели, причиной повреждений считали подводные оползни и движение речного аллювия по подводным каньонам. Только в 1952 г., после появления в печати подробных данных о времени и глубинах обрывов многочисленных кабелей в районе Ньюфаундлендской бани при землетрясении 18 ноября 1929 г., Хейзен и Юинг опубликовали статью, в которой связали эти обрывы с действием суспензионного потока (Heezen, Ewing, 1952). Наличие серии последовательных обрывов кабелей, отстоящих на значительном расстоянии от эпицентра, и закономерный рост промежутка времени между толчком и обрывом с удалением от очага землетрясения позволили авторам утверждать, что причиной обрывов является гигантский суспензионный поток, и даже подсчитать его скорость на различных участках пути. Статья Хейзена и Юинга вызвала многочисленные отклики и попытки опровергнуть выдвинутую ими гипотезу. За этими откликами последовали публикации результатов дальнейших исследований названных авторов с дополнительными доказательствами в пользу их гипотезы. Poleмика продолжалась и в 60-х годах и, по-видимому, закончилась победой сторонников гипотезы суспензионных потоков, хотя многие положения и особенно количественные выводы ее и поныне подвергаются сомнению.

В 1955 г. появилась статья тех же авторов (Heezen, Ewing, 1955), посвященная анализу обрывов кабелей при землетрясении в районе Орлеанвила (Алжир) в сентябре 1954 г. В этой статье они пришли к выводу о возникновении после толчка мощного суспензионного потока, явившегося причиной обрывов. Затем, уже в 60-х годах, были опубликованы статьи Хейзена и его коллег с аналогичным анализом обрывов кабелей при Мессинском землетрясении 1908 г., а также обрывов в каньоне Конго, в устье р. Магдалены (Карибское море) и в Коринфском заливе Ионического моря и статья Р. Хутца и Г. Веллмана об обрывах в проливе Кадаву (о-ва Фиджи). Все авторы приходят к выводу

о большой или даже основной роли суспензионных потоков в обрывах подводных кабелей. Упоминания о связи обрывов с предполагаемыми суспензионными потоками можно найти и в других работах последних двадцати лет, посвященных описаниям последствий землетрясений в различных районах.

Случаи обрывов подводных кабелей, могущие быть предположительно связанными с действием суспензионных потоков, заслуживают самого пристального внимания по двум причинам. Последовательный обрыв двух или более кабелей, пересекающих предполагаемый путь потока, пока является единственным источником количественной информации о скорости его распространения. До последнего времени величины скоростей, полученные по данным об обрывах кабелей в 1929 г., были единственным сравнительно надежным отправным пунктом при всех попытках расчета суспензионных потоков, возникающих в океане. Комбинируя эти данные с предполагаемой плотностью потока и с числовыми коэффициентами типа коэффициента Шези, полученными в водохранилищах или в лабораторных условиях, многие авторы подсчитывали толщину потока. Другая причина важности сведений об обрывах кабелей заключается в том, что, по справедливому мнению многих исследователей, только эти данные могут подтвердить существование суспензионных потоков, мощность которых намного превышает необходимую только для переноса песчаного материала на большие глубины. Такое положение заставляет и нас уделить значительное внимание анализу сведений о предполагаемых обрывах подводных кабелей суспензионными потоками и рассмотрению доказательств, приводимых в защиту этой гипотезы.

Начнем с землетрясения 1929 г. в районе Большой банки Ньюфаундленда, по которому не только получен наиболее богатый и достоверный материал об обрывах большого числа кабелей, но и опубликовано, как я уже указывал, наибольшее число работ, а уточняющие исследования проводились вплоть до 1964 г. На русском языке наиболее полное изложение этого случая можно найти в гл. 9 книги Г. Менарда (1966), в которой, однако, не использованы последние материалы Хейзена.

После анализа указанных сведений и предлагаемых различными авторами вариантов толкования собранного материала перейдем к гораздо более поверхностному обзору статей, посвященных аналогичным явлениям в других районах. Все остальные работы этого направления, насколько мне известно, до сих пор не получили дальнейшего развития или уточнения и не вызвали заметной полемики. Причина этого, с одной стороны, убедительность основанных на материале 1929 г. доводов, приведенных Хейзенем и его коллегами в защиту гипотезы суспензионных потоков, и логичность соответствующих рассуждений для других случаев, а с другой — трудность дискуссии при современном состоянии знаний об этих потоках.

В основе любых построений относительно связи обрывов кабелей с действием суспензионных потоков лежат, видимо, три независимые группы сведений. Это — сведения о местах и моментах обрыва, данные о рельефе дна в районах обрывов и сведения о современных осадках на предполагаемом пути потока. Дополнительными данными могут быть сведения о положении и состоянии поднятых при ремонте концов кабеля и об оползневых явлениях или иных факторах, являвшихся причиной возникновения суспензионных потоков.

Рассмотрим перечисленные сведения для случая землетрясения 1929 г. Данные о моментах обрывов кабелей и глубинах в местах обрывов сведены в таблице, опубликованной в 1948 г. В. Докси (Doxsee, 1948). В ней для 12 кабелей находим 22 указания о моменте обрыва, из которых одно сопровождается вопросительным знаком. Для всех двадцати двух точек обрыва, имеющих отметку времени, даны координаты и глубины, две из которых также сопровождаются вопросительными знаками. По-видимому, все данные о глубинах и координатах установлены по архивным материалам кабельных компаний и по результатам электрических измерений на оставшихся после обрыва отрезках кабеля, произведенных с ближайших к обрывам станций связи. Для подавляющего большинства точек обрыва, расположенных за пределами шельфа и наиболее крутой части склона, глубины, приведенные в таблице Докси, совпадают с глубинами, определенными по данным их координатам на Международной карте Атлантического океана 1935 г. и на более поздних американских картах с точностью до 100 морских саженей<sup>1</sup>, что близко к возможной ошибке оценки глубины и места на мелкомасштабных картах района. Положение и время обрывов основных кабелей показаны на рис. 17. Шесть кабелей, расположенных на глубинах от 220 до 2000 саженей, — *A*, *B*, *C*, *D*, *E* и *F* (три первых, находящихся близ эпицентра в радиусе около 80 км, на рисунке не показаны) — были оборваны каждый в двух точках синхронно в период от 20 час 32 мин до 20 час 33 мин. Кабель *G* имел один обрыв в 20 час 46 мин, а время другого неизвестно. Все эти обрывы произошли в пределах окружности с радиусом около 150 км вокруг эпицентра. Кроме довольно строгой зависимости времени обрыва каждого кабеля от его положения относительно других кабелей и глубины, интересно преобладание синхронных обрывов на обоих концах кабеля, хотя нередко расстояние между точками обрыва превышает 100 миль. В двух случаях несинхронных обрывов получено расхождение моментов повреждений в 2 час (кабель *K*) и в 4 мин (кабель *L*). При этом на кабеле *K* несинхронный обрыв третий по длине, в то время как два других, расположенных значительно ближе друг к другу, синхронны.

<sup>1</sup> Морская сажень (фатом) равна 6 футам, или 182,9 см.

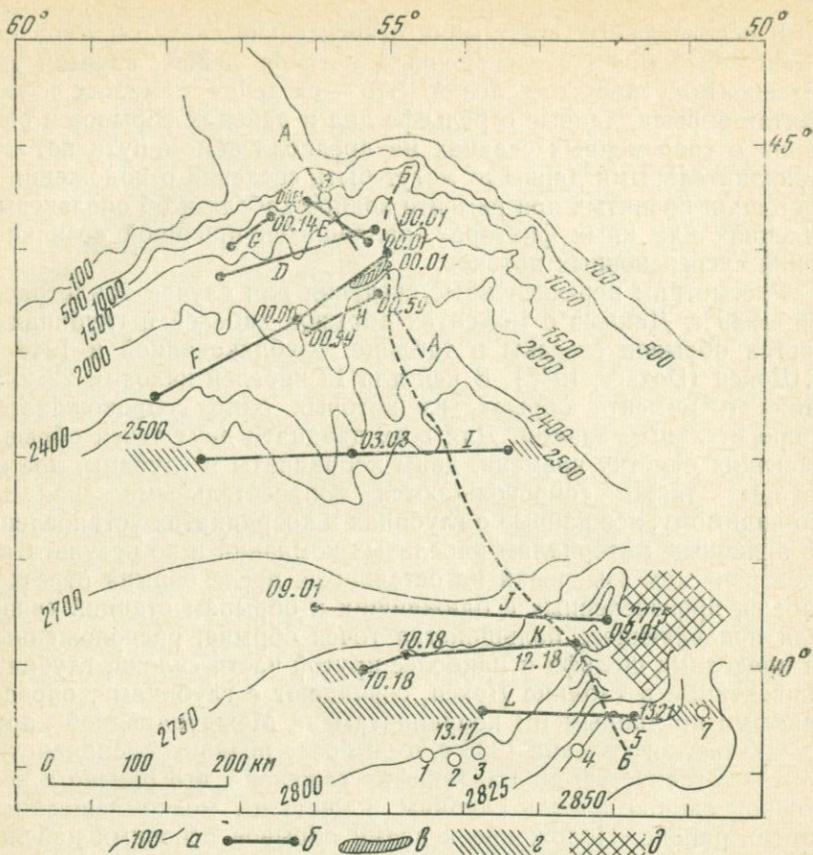


Рис. 17. Схема обрывов кабелей в районе Большой банки Ньюфаундленда при землетрясении 18 ноября 1929 г. (составлена по Heezen, Ewing, 1952; Heezen, Ewing, Ericson, 1954; Heezen, Drake, 1964)

*а* — изобаты в морских саженях; *б* — поврежденные отрезки кабелей и точки обрыва (у точек обрыва указано время повреждения в часах и минутах, считая от момента толчка); *в* — фронтальная часть обнаруженного оползня; *г* — участки захоронения кабелей, на которых достать их из грунта не удалось; *д* — зона подводных холмов; 1, 2, 3, 4, 5, 7 — точки взятия проб грунта Хейзенем; Э — эпицентр землетрясения, А—А — сейсмический профиль Дрэка (Drake); Б—Б — предполагаемый путь движения суспензионного потока, по Хейзену (по этой же линии им и Юингом построен профиль и проведен расчет скорости потока)

Для суждения о рельефе района мы располагаем упомянутой картой 1935 г., детальной прецизионной батиметрической съемкой равнины Сом, произведенной Хейзенем, Юингом и Эриксоном (Heezen, Ewing, Ericson, 1954) на глубинах более 5000 м, и картосхемой Хейзена и Дрэка (Heezen, Drake, 1964), на которой проведены изобаты 100, 500, 1000, 1500, 2000, 2400 и 2500 морских саженей (примерно от 183 до 4600 м). Сопоставление

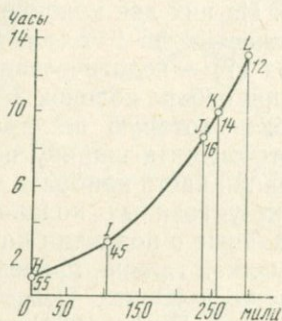
изобат на этих картах дает сильное расхождение, в основном, на глубинах более 4500 м, для которых, видимо, наибольшего доверия заслуживают данные трех авторов в работе 1954 г. При близости общего хода изобат выше указанной глубины на картах 1935 и 1954 гг. на последней они показывают значительно большую изрезанность рельефа.

Данные о поверхностных осадках в районе обрывов находим в уже упоминавшейся работе Хейзена, Эриксона и Юинга (Heezen, Ericson, Ewing, 1954). В основном это шесть колонок, места взятия которых указаны на рис. 17. Из них две колонки (1 и 2) принесли градиационную толщу мощностью до 1 м (см. рис. 16), три (3, 4 и 5) — следы песка и одна (7) — пелагические осадки. Эти данные, в предположении, что при отборе колонок 3—5 трубка вошла в песчаную толщу, пробить которую не смогла, позволили Хейзену в указанной работе оценить ширину потока в районе кабеля *L* и считать, что основная часть наиболее мощного потока соответствовала положению указанных колонок. Подтверждением этого могут служить данные о поднятии на участке кабеля *L* при его ремонте песка и мелкой гальки, приведенные в первой (1952 г.) публикации Хейзена и Юинга. Сейсмопрофилирование, проведенное Дрэком (Heezen, Drake, 1964), показало (см. рис. 17), что в области глубин от 1000 до 2000 саженей, а частично и ниже располагается тело громадного оползня, основная масса которого, по мнению авторов, не достигла глубины 2000 саженей и остановилась, не дойдя до кабеля *H*. При ремонте обнаружено также, что сохранившиеся на месте после обрыва концы почти всех кабелей на значительном протяжении (от 20 до 100 миль) захоронены слоем осадка, через который они не могли быть захвачены грапелью (грейфером), и для соединения их пришлось поднимать и обрезать на участках, соответственно удаленных от мест разрыва. Отрезки кабеля, располагавшиеся между точками обрыва, ни в одном случае не были обнаружены.

Такова общая картина повреждения подводных кабелей в районе Большой банки Ньюфаундленда 18—19 ноября 1929 г. после толчка силой 7,2 балла, имевшего место 18 ноября в 20 час 32 мин по Гринвичскому времени. Положение эпицентра землетрясения принимаем, как и Хейзен, по Интернациональным таблицам землетрясений —  $44^{\circ}, 55$  с. ш. и  $55^{\circ}, 95$  з. д. Кроме этих координат Е. Ходгсон и В. Докси (Hodgson, Dohsee, 1930) указывают значения  $44^{\circ}, 5$  с. ш. и  $55^{\circ}, 9$  з. д., а Б. Гутенберг и К. Рихтер (1948) — соответственно  $44$  и  $56^{\circ}$ . В книге Менарда (Menard, 1964; Менард, 1966) на картосхеме показаны координаты  $44$  и  $57^{\circ}$ , но, видимо, это ошибка графики, поскольку никаких указаний или оговорок относительно этих координат у Менарда нет. Координатам эпицентра соответствует глубина на поверхности склона приблизительно 1000 саженей (около 1800 м). Время толчка в приведенных источниках различается всего в пределах 13 сек (от 20 час 31 мин 45 сек до 20 час

31 мин 58 сек); Хейзен и Юинг считают, что он произошел в 20 час 32 мин 00 сек.

После изложения фактического материала перейдем к рассмотрению тех гипотез и построений, которые делались на этом материале в различное время разными авторами. В первой и основной работе Хейзена и Юинга, где приведена и исходная таблица Докси, основное внимание обращено на четкую последовательность обрывов. По данным таблицы построен профиль, проходящий через поврежденные участки кабелей по линии,



**Рис. 18.** График движения суспензионного потока 1929 г. (Хейзен, Юинг, 1952)

Буквы у кружков — кабели соответственно рис. 17, цифры — скорости потока в узлах, время отсчитано от момента толчка, расстояния — от кабеля H

приблизительно соответствующей линии А—А на рис. 17. Затем авторами, на основании тех же данных, построен график зависимости времени обрывов от расстояния, начиная от кабеля H и кончая кабелем L (рис. 18). Проведя касательные к полученной кривой в точках, соответствующих указанным на ней кабелям, авторы получили значения скоростей перемещения вниз по склону «волны обрывов» или агента, вызвавшего обрывы. Эти скорости монотонно уменьшаются от 55 узлов (около 28 м/сек) у кабеля H до 12 узлов (около 6 м/сек) у кабеля L. Учитывая широкий фронт обрыва, превышающий, например, на кабеле J 300 км, авторы заключили, что причиной обрыва может быть только суспензионный поток, возникший где-то в районе эпицентра, двигавшийся сплошным плоским слоем значительной мощности и увлекавший за собой участки кабелей, расположенные между точками обрыва. Предполагалось, что суспензионные потоки возникли в первую же минуту после толчка из оползней в вершинах многих каньонов, пересекающих верхнюю часть склона, и далее объединились в один плоский поток шириной у основания склона более 250 км. Возникнув на уклонах около 0,1, далее поток распространялся с большой скоростью вплоть до равнины с уклоном менее 0,001, обладая еще достаточной мощностью для обрыва кабелей.

В том же номере журнала, где была опубликована статья Хейзена и Юинга, напечатана работа Кьюнена (Кюнен, 1952), в которой он использует величины скоростей, полученные первыми авторами, для расчета мощности потока и получает, поль-

зуюсь формулой Шези и задаваясь коэффициентом Шези и плотностью суспензии, мощность на участке между кабелями  $H$  и  $L$  около 250 м и расход на погонный метр по фронту около 7500 м<sup>3</sup>/сек. Кьонен полагает, что начальная скорость потока в районе кабеля  $H$  достигала даже 78 узлов и слой осадка, образованного потоком на равнине, должен составлять 40—100 см.

В упоминавшейся уже статье Хейзена, Эриксона и Юинга, опубликованной в 1954 г., приводятся дальнейшие подтверждения их концепции в виде данных анализа колонок грунта. В этой статье не содержится никаких существенных дополнений к высказанной ранее гипотезе, если не считать указания, что причиной образования суспензионного потока были оползни, возникшие в результате смещения несвязных осадков в радиусе около 40 миль вокруг эпицентра. Авторы приводят схему суспензионного потока, составленную по данным о распределении осадков на его предполагаемом пути. На их схеме, кроме основного, по-видимому плоскостного, потока (см. рис. 17), показана еще западная ветвь — как бы приток, проходящий через западные обрывы кабелей  $F$  и  $I$ , резко выпадающие из общего хода потока.

В этом же году появились и первые критические отклики — статьи Б. Кулленберга (Kullenberg, 1954) и Ф. Шепарда (Shepard, 1954). Значительная часть сомнений Кулленберга основывается на несоответствии предполагаемого движения потока рельефу, который он рассматривает по карте 1935 г. Не буду приводить эти сомнения, поскольку они были позднее сняты при получении более надежной батиметрической основы, на которой существенных противоречий между направлением потока и подстилающим его рельефом не обнаруживается. Однако Кулленберг обратил внимание на выпадения времени обрыва в некоторых точках из общей картины движения потока. Особо он указывает на восточный обрыв кабеля  $K$ , происшедший через 2 часа после двух других обрывов того же кабеля, причина чего остается неясной и ныне. Кулленберг также сомневается в возможности обрыва кабелей в один и тот же момент на значительных расстояниях: если это сделали отдельные струи, то непонятно постоянство и равенство их скоростей, если — единый поток, то неясно, каким образом он мог сохранить на столь большом пути прямолинейный фронт, достигший различных точек обрыва в одну и ту же минуту. И этот вопрос остается пока не решенным. Непонятно также, почему поток отклонился влево вместо полагающегося ему в северном полушарии отклонения силой Кориолиса вправо до 10°. Существенной и справедливой критике подвергает Кулленберг и расчеты Кьонена.

Шепард, принимая гипотезу суспензионных потоков как единственное возможное объяснение образования глубоководных песчаных осадков, сомневается в приписываемой этим потокам эрозионной способности. Видя в обрывах кабелей одно из основных доказательств такой способности, он, особенно

внимательно рассматривает сведения, приводимые Хейзенем и Юингом. Как и Кулленберг, Шепард находит ряд противоречий между предполагаемым направлением потока и рельефом. Пользуясь значительно более детальной картой, с сечением изобат на глубинах более 1000 саженей через 200 саженей (366 м), он находит, что поток, указанный Хейзенем, движется как бы без всякого влияния рельефа, пренебрегая как депрессиями, так и возвышенностями и хребтами. Однако и карта, которую приводит в своей работе Шепард, при сравнении с более поздними не выдерживает критики. Сомнительность этой карты подтверждается и маловероятным ходом изобат, проведенных, по-видимому, без всякого геоморфологического обоснования. Далее Шепард сомневается в реальности столь больших скоростей, как полученные Хейзенем и Кьюененом, и приводит сведения о каньонах Монтерей и Ла-Холья, в которых лежат обильные песчаные слои без всяких признаков эрозии подстилающих их тонкозернистых осадков. Он указывает также на малую мощность осадочного покрова на восточном склоне Северной Америки и в каньонах этого района. В целом статья не содержит убедительных доводов против гипотезы Хейзена и смысл ее сводится скорее к необходимости получения более убедительных доказательств существования столь больших скоростей, как определенные последним. Шепард склонен считать, что обрывы кабелей могут быть приписаны серии последовательных оползней или даже сбросов, распространявшихся на юго-восток от района землетрясения.

В 1959 г., в докладе на Международном океанографическом конгрессе Шепард (Shepard, 1959) привел свои соображения по поводу возможности оценки скорости потока по последовательности обрывов кабелей. Он обратил внимание на то, что кабель *H*, который оборвался через 58 мин после кабеля *F*, расположенного всего в десяти милях севернее, лежит внутри зоны «мгновенных» обрывов радиусом 100 миль вокруг эпицентра. Исходя из этого, Шепард исключает из рассмотрения кабель *H* и строит график зависимости времени обрывов от расстояния до эпицентра начиная с кабеля *I*. При этом получается прямолинейная зависимость, дающая постоянную скорость потока около 15 узлов. Таким образом, по его мнению причина обрывов, будь то суспензионный поток или нечто иное, начала свое перемещение вниз по склону в 100 милях от эпицентра. Далее он пишет, что скорость 15 узлов близка к предположенной Терцаги (Terzaghi, 1956) скорости распространения разжижения осадка — процесса, с помощью которого последний пытается истолковать график Хейзена и Юинга, приведенный на рис. 18.

В 1964 г. появилась уже упоминавшаяся статья Хейзена и Дрэка, где авторы стремятся объяснить противоречие между положением кабеля *H* относительно эпицентра и большим промежутком времени между его обрывом и обрывом кабеля *F*.

Приводя данные сейсмопрофилирования по линии, показанной на рис. 16, авторы пишут, что обнаруженный ими оползень, двигаясь с очень большой скоростью от эпицентра, вызвал мгновенный обрыв всех кабелей между эпицентром и кабелем *H*, но остановился, не дойдя до последнего. Обрыв же кабеля *H* они приписывают суспензионному потоку, возникшему независимо от этого оползня и выше по склону. В статье приведена схема с новой батиметрией, и движение суспензионного потока или, точнее, суспензионных потоков привязано к отдельным подводным долинам, т. е. рассматривается уже не единый плоский поток, а ряд струй, текущих каждая по своему руслу от собственного источника. Однако западные обрывы кабелей *F* и *I*, по которым в 1954 г. Хейзен проводил трассу дополнительного потока, на схеме 1964 г. оказываются вне путей локальных потоков. Следует признать, что эта работа не только не внесла ясности в весьма сложную и непонятную картину обрывов, но еще более ее запутала. Все сомнения Кулленберга остались в силе, и к ним добавилась необходимость согласовать движение потока с обнаруженным и привязанным к рельефу оползнем. Объяснение момента обрыва кабеля *H* не только не стало понятнее, но, напротив, вызывает еще большее недоумение и необходимость в каких-то дополнительных гипотезах.

В том же году вышла книга Менарда (Menard, 1964), в которой в разделе, посвященном суспензионным потокам, автор довольно детально описывает обрывы кабелей в 1929 г. и пытается дать им свою интерпретацию. Используя не данные батиметрии, а физиографическую карту Хейзена, опубликованную в 1959 г., Менард показывает три ветви суспензионного потока, следующие по самостоятельным путям. Эти пути он проводит частично через точки обрывов и частично через намечающиеся у Хейзена подводные долины, далеко не совпадающие с ходом изобат на его же схеме 1964 г. Разбив поток на три русла, Менард строит для каждого из них свой график зависимости пути от времени и получает три кривые, лежащие по обе стороны «кривой плоского потока», построенной в 1952 г. Хейзенем. Построения Менарда не вносят в понимание явления ничего нового, сравнительно с аналогичными построениями Хейзена и Дрэка, и, кроме того, для западной ветви плохо вяжутся с батиметрией района. Результаты расчета скоростей по отдельным ветвям мало отличаются от расчетов 1952 г., и в целом им не снят ни один из ранее поставленных вопросов.

Дальнейшие проработки картины обрывов кабелей при землетрясении 1929 г. мне неизвестны, если не считать отдельных высказываний различных авторов, полагающих, что эту картину можно истолковать с помощью, например, прогрессивных оползней, но не приводящих никаких тому подтверждений.

Итак, какие же убедительные доказательства можно привести в пользу гипотезы Хейзена и Юинга, что противоречит ей и что

остаётся непонятным и требует дополнительных объяснений или гипотез?

Вся картина седиментации в обследованном районе вместе с обнаруженным телом оползня и грубозернистыми отложениями, поднятыми при ремонте кабеля *L*, вполне согласуется с тем, что принято связывать с движением суспензионного потока, с его возникновением и перемещением им материала от верхней части склона на большие глубины.

Какую информацию можем мы получить непосредственно из сведений о повреждении кабелей?

И в данном случае наиболее убедительно звучит информация «от обратного»: чем иным, кроме действия суспензионного потока, можно объяснить столь стройную и однородную картину обрывов на столь протяженном пути и тем более в его нижней части, в области очень малых уклонов? Однако при попытке представить себе картину прохождения потока в районе обрывов и саму последовательность обрывов, как она дана в таблице Докси, возникает множество вопросов и неопределённостей, решить которые на имеющемся материале, видимо, невозможно. Прежде всего мы ничего не знаем о самом процессе обрыва кабеля. Трудно представить себе, чтобы кабель мог синхронно рваться в двух точках пересечения его даже одним потоком, и тем более трудно вообразить такую возможность при обрыве в двух точках двумя разными потоками. Среди общей синхронности обрывов особенно странно выглядят два исключения — запоздание обрыва кабеля *G* на 14 мин по сравнению с другими кабелями, также находящимися в зоне «мгновенных» обрывов, и расхождение в два часа между восточным обрывом кабеля *K* и двумя другими его синхронными обрывами западнее.

Различными авторами в разное время делались попытки провести пути мутьевых потоков 1929 г. различным образом. Эти пути можно проводить, ориентируясь на точки обрывов, на участки между ними и на рельеф или же пытаться согласовать рельеф с положениями обрывов. Судя по характеру рельефа, приведенному в статье Хейзена и Дрэка, и учитывая их данные о наличии оползневого тела выше изобаты 2000 саженей, следует полагать, что синхронные обрывы кабеля *H*, последовавшие через 59 мин после толчка, сделаны двумя независимыми потоками, западный из которых можно назвать «центральным», а восточный — «восточным». Единственный обрыв кабеля *I*, для которого известно время, располагается в зоне центрального потока, а восточный обрыв (время не указано) со значительно большей натяжкой можно согласовать с восточной ветвью. Что касается западного обрыва этого кабеля, то он, как и западные обрывы соседних с ним кабелей *F* и *J*, трудно увязывается с какими-либо чертами рельефа, по которым можно было бы судить о направлении потока в районе этих обрывов. Восточные обрывы кабелей *J*, *K* и *L* можно приурочить к довольно сложно-

му пути восточного потока по долине, огибающей здесь с запада зону подводных холмов. На трассе между этими кабелями удивительна разница интервалов времени прохождения потоком отрезков между кабелями  $I-K$  (примерно 40 км за 3 час 17 мин) и  $K-L$  (около 100 км за 1 час 03 мин при явно меньшем уклоне). Такое же несоответствие скорости с уклоном находим при сравнении времен западных и восточных обрывов этих же кабелей (если допустить справедливость указания времени для обоих) — интервал времени между первыми значительно больше, чем между вторыми, в то время как уклон на западе несомненно больше, чем на востоке. Это расхождение, как и вопрос о синхронности обрывов, может быть, конечно, легко снято, если допустить, что для каждого кабеля истинным временем обрыва может быть только одно — наиболее раннее, а моменты обрывов во второй и третьей точках являются либо простым повторением момента прекращения связи, соответствующего первому обрыву, либо временем определения положения других обрывов. Такое допущение представляется вполне реальным, если исходить из методики определения положения точек обрыва по электрическому сопротивлению кабелей, и подтверждается тем, что ни в одном из описаний повреждений кабелей, опубликованных после 1952 г., нет указаний о моментах отдельных обрывов какого-либо кабеля, а лишь одно время для каждого кабеля без привязки к какому-то конкретному обрыву.

Если с некоторой натяжкой можно проследить хотя бы два потока на участке с глубинами менее 2600 саженей, то дальнейшая судьба этих потоков на равнине совершенно неясна, равно как и причина западных обрывов кабелей от  $F$  до  $L$ . Вероятно, можно найти еще ряд неувязок и необъяснимых расхождений или совпадений — все они указывают на трудность определения действительных путей потока, его строения и даже числа потоков на разных участках района обрывов, а в ряде случаев и на трудность объяснения обрывов с позиций гипотезы суспензионных потоков. Чтобы истолковать хотя бы основные обрывы, приходится вольно обращаться с потоками, полагая их на одних участках локальными (и синхронными!), на других сливающимися в один общий поток, а далее вновь расчлняющимися. В таких условиях трудно говорить о надежном определении их истинных скоростей. Но если принять, что был один поток, распространявшийся по некоторой траектории от кабеля  $H$  до кабеля  $L$ , то при всех мыслимых его путях между кабелями  $I$  и  $L$  не получим существенных расхождений средних скоростей с локальными, определенными по касательной на рис. 18. Путь потока между кабелями  $H$  и  $I$  довольно четко определяется долиной, показанной Хейзенем и Дрэком в районе изобат 2000, 2400 и 2500 саженей, и в таком случае средняя скорость на этом участке достигает 20 м/сек. Что касается локальной скорости потока близ кабеля  $H$ , то независимо от его дальнейшего пути скорость здесь, види-

мо, была значительно выше полученной средней и вполне могла достигать 30—40 м/сек, т. е. величин, полученных Хейзенем и Кьюненом в 1952 г. (55—78 узлов). Таким образом, как это ни странно, во всей картине обрывов наиболее достоверной оказывается величина наибольшей вероятной скорости распространения агента обрыва, которую можно принимать равной от 20 до 40 м/сек, что значительно больше допускавшейся Шепардом скорости в 15 узлов (7,5 м/сек).

Все подобные расчеты действительны только в предположении единства агента, обрывавшего последовательные кабели, и вполне можно допустить, что даже на участке  $H-I$  действовали отдельные потоки или иные обособленные факторы. Конечно, такое допущение представляется на современном уровне наших знаний излишним усложнением задачи, но убедительных доказательств его абсурдности привести нельзя. Как видим, на пути истолкования обрывов кабелей в 1929 г. с помощью гипотезы суспензионных потоков или действия каких-либо иных известных нам механизмов стоят пока большие трудности. И если выбирать степень достоверности тех или иных гипотез, то действие суспензионных потоков все же выглядит более реально, чем, например, прогрессивных оползней, разжижения грунта или последовательных его сдвигов.

Рассмотрим еще несколько случаев обрыва кабелей, которые можно связывать с суспензионными потоками. При уже упомянутом землетрясении 1954 г. в Орлеанвилле (Heezen, Ewing, 1955) между подножием материкового склона и Балеарской подводной равниной было оборвано пять кабелей, и для трех из них установлено время обрыва. Толчок силой около 7 баллов (по Рихтеру) произошел в 01 час 04 мин по Гринвичу 9 сентября. Эпицентр находился на суше в 100 км от берега. Все поврежденные кабели располагались в пределах подножия и равнины на глубинах от 2200 до 2600 м. На рис. 19 дана схема обрывов, взятая из статьи А. Жюльена (Julien, 1955).

Построив график связи между временем обрывов и расстоянием между кабелями, получим средние скорости суспензионного потока, приведенные в табл. 5, а произведя графическое дифференцирование этого графика, определим местные скорости в точках обрыва, также приведенные в указанной таблице.

Учитывая вероятное возникновение потока между бровкой шельфа и кабелем № 3, а также ход кривой и ее производной вблизи точки, соответствующей точке обрыва этого кабеля, можно судить о возможной наибольшей скорости потока на участке выше места обрыва. По-видимому, она могла достигать около 50 м/сек, хотя Хейзен и Юинг не дают значений больше 20 м/сек, что, по моим подсчетам, соответствует средней скорости между кабелями № 3 и 5. Судя по положению обрывов, путь потока был сильно изогнут. На протяжении нескольких десятков километров кабели в зоне обрыва были неоднократно разорваны, скручены,

растянуты, свернуты в петли, а местами сохранились и неповрежденные отрезки, лежащие как в иле, так и на твердом дне. Уклон дна на пути потока между кабелями равен примерно 0,002, что, по мнению авторов, исключает возможность длительного оползания осадков. У основания склона обнажены коренные породы, а в районе ремонта кабелей — очень плотная глина и немного мелкой гальки. Наиболее, пожалуй, интересно, что при оценке по графику «путь — время» скорость в точке последнего обрыва составляла всего 1,8 м/сек при средней скорости между кабелями № 4 и 5, равной 3,5 м/сек, тогда как в рассмотренном ранее случае обрывов на Большой банке наименьшая скорость потока (у кабеля L, рис. 17) составляла все же более 6 м/сек. Чрезвычайно поучительно также, что ближайший неповрежденный кабель на равнине (Оран — Марсель, 1939 г.) расположен всего в нескольких километрах от кабеля № 4 на той же глубине. В целом картина вполне подобна таковой при землетрясении 1929 г. и может служить, как считают авторы статьи, хорошим подтверждением их гипотезы. Однако и здесь путь потока выбран ими весьма произвольно.

Если попытаться строить его по расположению обрывов кабелей, то, как видно на рис. 19, картина обрывов гораздо больше похожа на действие нескольких независимых потоков или перемещений грунта, чем единого потока, намеченного Хейзенем и Юингом. Точка обрыва кабеля № 3, для которого известно время обрыва, располагается совершенно в стороне от этого потока, а положение разрушенного участка неопределенно, так как он заменен по плану ремонтных работ на значительно большем протяжении, чем был поврежден. В пользу действия суспензионного потока или их серии в данном случае говорит то, что все обрывы произошли на поверхности равнины с ничтожным уклоном, по которой поток или потоки от склона прошли не менее 150 км, в то время как путь их по склону составил не более 50 км. Можно предположить, что потоки пересекли наиболее низкую часть равнины и далее распространялись по ней на восток, в область больших глубин.

Таблица 5

Расчет скорости суспензионного потока, возникшего при Орлеанвилльском землетрясении 1954 г. (время толчка 01 час 04 мин)

Кабель	Расстояние, км		Время обрыва	Скорость потока, м/сек	
	от бровки шельфа до кабеля	между кабелями		средняя между кабелями	в точке обрыва
№ 3	36	18	01 час 45 мин	20	29,6
№ 5	54	54	02 час 00 мин	3,5	11,7
№ 4	108		06 час 15 мин		1,8

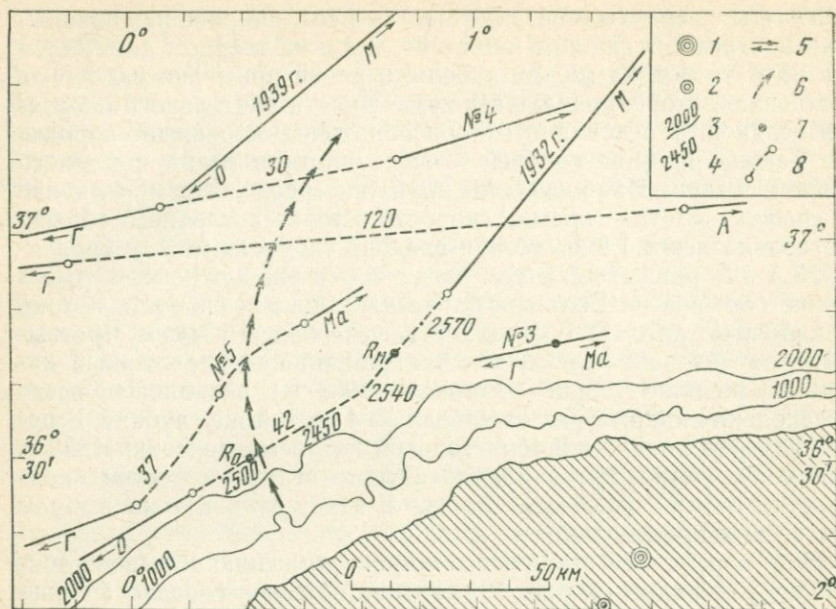


Рис. 19. Схема обрывов кабелей при землетрясении близ Орлеанвилля (Алжир) 9 сентября 1954 г. (Julien, 1955)

1 — эпицентр; 2 — Орлеанвилль; 3 — изобаты, м; 4 — глубины, м; 5 — направление трассы кабеля (Г — Гибралтар, О — Оран, М — Марсель, Ма — Мальта, А — Алжир); 6 — путь предполагаемого суспензионного потока (Heezen, Ewing, 1955); 7 — точки обрыва ( $R_0$  — определенные из Орана,  $R_M$  — определенные из Марселя); 8 — участки замененного кабеля

Р. Хутцом и Г. Веллманом дано подробное описание картины обрывов кабелей в проливе Кадаву (о-ва Фиджи) между островами Вити-Леву и Кадаву-Леву (Houtz, Wellman, 1962). Обрывы произошли при землетрясении 14 сентября 1953 г. силой около 6,8 балла (в г. Сува на Вити-Леву) с эпицентром где-то в указанном проливе. К сожалению, точное время обрывов неизвестно. Землетрясение сопровождалось крупными цунами, подводными и прибрежными оползнями и опусканием дна у берегов о. Кадаву примерно на 7 м. Из трех кабелей, тянувшихся по проливу на юго-запад от Сувы, два были оборваны, и характер обрывов одного из них подробно описан авторами. Этот кабель около Сувы на протяжении примерно 20 км опускается по подводному склону крутизной  $5^\circ$  (уклон 0,09) и далее тянется на юго-запад по глубинам около 2100 м. В данном случае поток, видимо, распространялся по проливу вдоль кабеля и повредил его на протяжении около 130 км. Концы кабеля на этом участке были найдены смещенными на 3—4 км в разные стороны от первоначального положения. В детальном описании состо-

яния отрезков кабеля, поднятых при ремонте, интересно, что еще до обрыва и скручивания в петли он был значительно эродирован с одной стороны, видимо, песчаным потоком (авторы считают, что для этого требовалась скорость движения песка по кабелю не менее 10 м/сек), после чего произошел обрыв и вырванный отрезок был скручен и отнесен в сторону от первоначального положения. По мнению авторов, описываемые ими повреждения не могли быть вызваны чем-либо иным, кроме суспензионного потока, во всяком случае, не разжижением грунта, как считает Терцаги.

В двух работах сотрудников Ламонтской обсерватории описаны случаи обрывов кабелей, пересекавших каньоны, являющиеся продолжением крупных рек. Это — статья Хейзена и его коллег о каньоне Конго (Heezen а. о., 1964) и статья Хейзена о суспензионных потоках в устье р. Магдалены, опубликованная в Колумбии на испанском языке (Heezen, 1956). С содержанием второй из них я имел возможность ознакомиться только по кратким тезисам доклада (Heezen, 1955). Из этих тезисов ясно, что кабель, пересекающий подводную долину Магдалены на глубине примерно 1250 м, за 21 год работы был оборван 14 раз, в основном в периоды паводков. При подъемах кабеля постоянно обнаруживались свежие зеленые остатки опутывающих его мелководных водорослей, свидетельствующие, как и состав осадка, о перемещении больших масс материала непосредственно от устья реки на эти глубины. Схема обрывов приведена в гл. 9 книги Менарда (1966).

В колонках грунта, полученных из каньона Конго в 1957 и 1963 гг., были найдены четкие градационные слои с песками в основании и с обильными растительными остатками, свидетельствующими о выносе аллювия на глубины более 2700 м. Кабель, проложенный в 1886 г., пересекал каньон на участке шельфа, где глубины над дном каньона превышали 900 м. За период с 1886 по 1893 г. этот кабель был оборван пять раз, причем неизменно в результате растяжения, и концы его погребались на дне. В 1894 г. он был перенесен мористее, на участок с глубинами над дном каньона около 2350 м и до 1897 г. обрывался восемь раз. Характер обрывов и захоронения концов был таким же, как и в первый период. При ремонтных работах было установлено, что причиной обрывов является перемещение наносов в придонном слое каньона во время крупных паводков на Конго. В 1897 г. кабель был перенесен в прибрежную зону, где глубины над дном каньона достигали все же 350 м. Здесь, с 1897 и по 1937 г., он был оборван 16 раз, преимущественно на участке пересечения главного русла каньона. К глубоководным обрывам следует добавить за этот период еще восемь повреждений на шельфе, не зависящих от стока реки. В 1937 г. кабель был ликвидирован и заменен на этом участке сухопутным. Несмотря на совершенно четкую связь обрывов со стоком Конго, объяснить механизм дви-

жения материала по подводной долине до сих пор не удается. Авторы отмечают, что в настоящее время каньон Конго пропускает ориентировочно 50 суспензионных потоков за 100 лет и, поскольку река не строит дельты, весь твердый сток уходит в виде этих потоков на конус выноса в Ангольской котловине. Так как наиболее обычны были обрывы примерно в 150 милях от устья, где все паводковые воды, по данным гидрологических исследований, проходят над каньоном, очевидно, что движение твердого стока идет в придонном слое уже независимо от паводковых вод, вполне возможно — в виде суспензионного потока.

В 1965 г. В. Райан и Б. Хейзен опубликовали описание ряда динамических процессов в районе Мессинского пролива, сопровождавших мессинское землетрясение 1908 г. (Ryan, Heezen, 1965). Ранее этот материал был частично опубликован Хейзенем (Heezen, 1957). Мессинский конус, продолжающий Мессинский пролив на юг в сторону равнины, изрезан сетью каньонов, начинающихся в районе пролива, ветвящихся вниз по конусу и, видимо, являющихся путями сноса материала, поступающего с севера через пролив. Ширина последнего на входе около 2,8 км, а на выходе около 15 км. Здесь располагается порог, с глубиной над ним менее 200 м; над этим порогом происходит встреча вод Тирренского моря, вытекающих через пролив на юг, с более солеными и тяжелыми водами Ионического моря. Землетрясение 1908 г. с эпицентром в проливе сопровождалось крупными оползнями вдоль берегов и цунами. В момент толчка (0,5 час 20 мин 28 декабря) были оборваны кабели, проложенные через пролив и севернее его, уже в Тирренском море. Кабель между островами Мальта и Занте, пересекающий Мессинский конус с запад-юго-запада на восток-северо-восток примерно по широте  $36^{\circ} 30'$ , был поврежден три раза: в 15 час 15 мин на оси каньона, на глубине 3220 м; через 30 мин, близ этой же точки, он был оборван внутри изоляции; наконец в 23 час 20 мин — в зоне расширения каньона, на глубине 3300 м. В то же время некоторые кабели, пересекающие пролив севернее кабеля, связывающего пункты Гацци (Сицилия) и Галлико (Калабрия) и тоже оборванного при толчке, остались невредимы. Также никогда за все свое существование с 1869 г. не повреждался кабель Александрия — Мальта, пересекающий Мессинскую равнину южнее конуса.

Средняя скорость предполагаемого суспензионного потока между кабелями Гацци — Галлико и Мальта — Занте получилась 6 м/сек, поскольку расстояние между ними по оси каньона составляет около 210 км, а разница моментов обрыва — 9 час 55 мин. Если предположить, что на этих 210 км действовал один и тот же поток, то при обрыве первого кабеля скорость его, очевидно, была значительно больше 6 м/сек, а при обрыве второго она должна была снизиться до 2—3 м/сек. В то же время скорость в точке обрыва кабеля Мальта — Занте еще через 30 мин после первого повреждения оказалась достаточной для вторич-

ного его разрыва. Однако и в этом случае нет уверенности, что указанные моменты второго и третьего повреждений соответствуют именно обрывам, а не времени их обнаружения. Возможно, и здесь достоверным следует считать только время первого обрыва.

Удивительный «заповедник» гравитационных процессов в Коринфском заливе Ионического моря описан Хейзенем, Юингом и Джонсоном (Heezen, Ewing, Johnson, 1966). Залив, соединенный с морем узким проливом глубиной всего 55 м, является, по видимому, грабенем, имеющим в своей подводной части в миниатюре все элементы океанического бассейна — узкий шельф, крутой склон и сравнительно плоскую «абиссальную равнину» с глубинами до 860 м. На востоке он соединен искусственным каналом с Эгейским морем, с юга ограничен высокими, подходящими вплотную к берегу хребтами, с которых в него стекают довольно многоводные реки. Долины этих рек имеют подводные продолжения в виде каньонов, и их продольные уклоны как в надводной, так и в подводной части очень велики. Так, уклон долины одной из основных рек района — Ситас — на перепаде высот от 2400 до 1000 м изменяется от 0,5 до 0,2 и уменьшается к уровню моря до 0,03. Уклон дна каньона от устья реки до глубины 800 м равен примерно 0,3 и при выходе на подводную равнину — более 0,06. Естественно, что при таких градиентах на горизонтальном протяжении менее 30 км энергия возникающих в долине и каньоне потоков любого типа очень велика. Паводки на реках, впадающих в залив, чрезвычайно бурны и выносят громадное количество обломочного материала. Из трех кабелей, тянувшихся вдоль залива, №1, проложенный в 1884 г., лежит на подножии и склоне, № 2, проложенный в 1889 г., — мористее склона, в основном в пределах равнины, и № 3 — самый южный, проложенный в 1901 г., идет вдоль склона и частично по шельфу вплотную к берегу. Основная масса обрывов приурочена к устьям рек и продолжающим их каньонам, и эти обрывы приходятся, естественно, на кабели № 1 и 3. При этом кабель № 1 чаще всего рвался на участке против устья р. Ситас близ г. Ксилокастрон. Почти все обрывы приурочены к периоду больших паводков, и при ремонтных работах на участках обрывов часто обнаруживались скопления кустарника и стволов деревьев, вынесенных по долине реки и каньону до подножия склона. Из описания состояния кабелей, полученного при ремонтных работах, можно сделать вывод, что обрывы происходят на тех участках, где кабель провисает над каньоном и задерживает несомые потоком обломки деревьев и кустарник. В записях ремонтных судов начала нашего века указывается, что причиной обрыва являются массы грунта, вынесенные реками, или же подводные смещения осадков вдоль долины каньона. В общем, картина обрывов напоминает таковую в каньоне Конго или в устье р. Магдалены, хотя в Коринфском заливе в ряде случаев

можно предполагать и непосредственное действие оползней. Кабель № 2 ремонтировался редко и неизменно оказывался захороненным в толще осадка, вынесенного по склону. В рассматриваемой статье приведены многочисленные данные о характере обрывов, а также таблица обрывов с характеристикой повреждений и предполагаемых их причин, составленная по судовым журналам ремонтных кораблей.

Имеется еще ряд работ сотрудников Ламонтской обсерватории и «Лабораторий компании Белла» с описанием обрывов кабелей, которые (обрывы) по своему характеру и положению могут быть связаны с действием суспензионных потоков. Есть такие работы по Средиземному морю, Атлантике, заливу Аляска, Карибскому морю и некоторым районам Индийского океана. Краткая сводка материалов о повреждениях подводных кабелей, вызванных природными причинами, в том числе и на шельфе, дана Г. Джонсоном и Б. Хейзенем, в статье которых (Johnson, Heezen, 1969) можно найти полную библиографию по этому вопросу. Из числа упомянутых авторами работ интересно, пожалуй, отметить описание повреждений подводных кабелей системы «Аляскан» (Heezen, Johnson, 1969b). Эта система, создававшаяся в течение многих десятилетий, была заброшена перед второй мировой войной, восстановлена во время войны и проработала до 50-х годов. Кабели системы связывали Канаду и США с Аляской и Алеутскими островами. Многочисленные кабели проходили по заливам и проливам Тихоокеанского побережья Канады и работали в тяжелых условиях действия сильных приливных течений и выносов множества рек. Для этого района характерны обилие повреждений кабелей на шельфе, особенно в узостях, и хорошая сохранность на склоне, даже при пересечении ими каньонов. Авторы описывают повреждения, вызванные суспензионными потоками и оползнями в районах дельт рек и на глубинах шельфа. Повреждения на склоне, в зоне глубин меньше 1800 м, связаны, по их мнению, с действием течений, вызывавших сильную эрозию оболочки кабеля и лишь редко — обрывы. Кабели, находящиеся на глубине больше 2000 м, в этом районе сохранились отлично, что, по мнению авторов, указывает на отсутствие крупных современных суспензионных потоков.

Для суждения о причинах повреждения кабеля, несомненно, большое значение имеет описание характера повреждений. Такое описание производится на кораблях — кабелеукладчиках, занятых ремонтом и заменой кабелей, и обычно лишено каких-либо предвзятых выводов. Типичным примером характера повреждений, полученных кабелем на материковом склоне при воздействии на него суспензионного потока или иного гравитационного перемещения масс грунта, возникшего в результате сейсмического толчка, может служить описание, приведенное в упоминавшейся уже статье Жюльена, главного инженера француз-

ской службы подводных кабелей (Julien, 1955), выдержки из которой были использованы и Хейзенем. Жюльен описывает состояние кабеля Оран—Марсель, проложенного в 1932 г. и сильно поврежденного при землетрясении 1954 г. (см. рис. 19). По его описанию, короткие отрезки кабеля, поднятые драгой, по-видимому, испытали сильное растяжение, которое периодически резко прекращалось и вызвало изменение шага бронирующей кабель стальной оплетки. Были обнаружены более или менее затянутые петли, скрученные участки, на которых шаг оплетки был сильно сокращен, и зоны раскручивания, где он резко возрастал. В некоторых местах кабель на протяжении многих метров был скручен в «косы». Местами находились одиночные, двойные и даже тройные петли диаметром до 4 м, часто вложенные одна в другую. Многочисленные обрывы проводящей части кабеля обычно связаны с петлями, затянутыми при его натяжении. Однако два обрыва произошли, по-видимому, в результате растяжения на прямолинейном участке. Наконец, механически поврежденные участки кабеля часто чередовались с участками, находившимися в хорошем состоянии. Например, на широте  $36^{\circ} 30' 2$  мили кабеля были подняты в очень хорошем состоянии; 0,8 мили—с обильными узлами и следами скручивания; 1,3 мили—только с деформацией брони; 0,25 мили—очень сильно поврежденного кабеля, оканчивающегося обрывом, вызванным растяжением на прямолинейном участке (не затяжкой узла или петли). Учитывая длительную службу кабеля Оран—Марсель без всяких повреждений и легкость его прокладки, Жюльен приходит к выводу, что все описанные повреждения связаны с землетрясением 1954 г.

Приведенное описание, вместе с ранее данным описанием повреждений кабеля в проливе Кадаву (Houtz, Wellman, 1962), позволяет в некоторой мере судить об испытываемых кабелями воздействиях, однако не дает возможности утверждать, имеем ли мы дело с суспензионным потоком, с иными подвижками грунта или же с комбинированным действием различных видов перемещения осадков. Учитывая особую роль в повреждениях кабеля петель, образующихся, видимо, за счет его слабости, оставаемой при прокладке, можно предположить, что затяжка этих петель, приводящая к обрывам, происходит в условиях сильной пригрузки кабеля грунтом, не позволяющей ему развернуться при растяжении. В то же время многочисленность участков скручивания говорит о качении кабеля по грунту или в грунте под действием поперечной силы. Что же касается обрывов в результате растяжения прямолинейных участков, то они могли происходить и вне зоны непосредственного действия деформирующего кабель агента, и после образования обрывов в этой зоне, например, в результате увлечения деформированных участков оползнем или потоком. В такой ситуации, конечно, очень трудно говорить о положении первичного обрыва, соот-

ветствующего зоне деформации кабеля на пути действовавшего агента. Если время его может быть определено достаточно точно, то последующие за прекращением связи измерения параметров кабеля могут дать координаты, далеко не соответствующие этому обрыву.

В упоминавшейся статье Джонсона и Хейзена (Johnson, Heezen, 1969) справедливо отмечается, что история природных повреждений подводных морских кабелей является, собственно говоря, историей придонных течений и гравитационных движений на дне моря. С этой мыслью нельзя не согласиться и остается добавить, что изучение таких повреждений одинаково важно и для литодинамики, и для техники подводной связи. В данном случае наглядно видна теснейшая связь литодинамических исследований с запросами практики и не приходится удивляться, что исследования Хейзена нередко финансировались «Компанией Белла» или другими организациями США, имеющими дело с линиями подводной связи.

Какова же реальная ценность всей суммы сведений относительно повреждений подводных кабелей для гипотезы суспензионных потоков?

По-видимому, приходится согласиться с теми авторами, которые считают эти сведения одним из наиболее убедительных подтверждений существования в океане суспензионных потоков большой плотности, распространяющихся с высокой скоростью. Во многих случаях, описанных в литературе и тем более в судовых журналах кораблей — кабелеукладчиков, обрывы кабелей на склоне и на подножии могут быть с таким же успехом связаны и с иными гравитационными движениями грунта, а возможно, и с разжижением его или с прогрессивными оползнями. Однако трудно представить себе механизм, способный вызвать описанные повреждения кабеля на почти горизонтальной абиссальной равнине в сотнях километров от подножия, а именно такова картина и на Большой банке Ньюфаундленда, и на Балеарской подводной равнине; сходную картину имеем и для пролива Кадаву. Как бы ни были недостоверны или сомнительны данные о скорости распространения повреждений, но то, что она достигает к основанию склона десятков метров в секунду, кажется несомненным. На равнине она снижается до  $2 \text{ м/сек}$  и все же кабели разрушаются. Приходится признать не только реальность чрезвычайно высоких скоростей в начале движения среды, вызывающей повреждения, но и большую ее плотность.

Обращаясь к характеру описанных повреждений, к обстановке, в которой они происходят, и учитывая скорости их распространения, приходится признать, что движущейся средой в данном случае может быть только масса разжиженного грунта, а само явление следует отнести к тому, что было названо в начале главы суспензионным потоком. Данное ему там же определение, как я уже указывал, настолько широко, что прак-

тически плотность потока, отвечающего этому определению, может изменяться от плотности морской воды до плотности насыщенной водой несвязного грунта. Что же касается характера движения потока, то в определении содержится лишь указание на источник энергии, но не на физическую сущность самого явления. Таким образом, учитывая все сказанное, мы можем утверждать, что имеющиеся сведения о повреждении подводных кабелей у основания материкового склона и на абиссальных равнинах подтверждают возможность существования суспензионных потоков, обладающих высокой плотностью и скоростью распространения, исчисляемой метрами и десятками метров в секунду. Судить же о механизме или физической картине распространения такого потока пока нет возможности, и, по-видимому, трудно найти прямой аналог этого процесса в известных нам перемещениях масс обломочного материала на суше.

К числу морфодинамических признаков существования суспензионных потоков можно отнести формирование конусов выноса у устьев каньонов, признаки эрозии на их бортах и дне, эрозию прорезающих конусы долин и аккумуляцию в них осадка, образование абиссальных долин, не связанных с каньонами склона, и, наконец, следы эрозии осадков, подстилающих градационные толщи, предположительно отложенные мутьевым потоком. По всем перечисленным явлениям можно найти в литературе большой материал, но ни в одном случае не удастся бесспорно доказать, что та или иная эрозионная или аккумулятивная форма создана именно суспензионным потоком. Среди подобных форм наиболее убедительным свидетельством работы указанных потоков принято считать те, образование которых не может быть объяснено пока какими-либо иными процессами, но здесь мы встречаемся с приемом доказательства «от обратного», если такой прием можно назвать доказательством.

Вопрос о способности суспензионных потоков к эрозии был поставлен уже первой работой Дэли и некоторое время являлся основным содержанием проблемы суспензионных потоков. В наши дни уже редкие авторы пытаются связывать образование каньонов с работой таких потоков, однако весьма многие склонны связывать с ними сохранность современных каньонов и выработку современных русел в древних, некогда заполненных осадками подводных долинах. В 1951 г. Эриксон, Юинг и Хейзен, описывая глубоководные пески западной части Атлантического океана и связывая отложение этих песков с их переносом суспензионными потоками через каньон Гудзон, указывали, что прохождение через него примерно  $100 \text{ км}^3$  песка не могло не вызвать его эрозии, тем более в осадочных породах. Аналогичные мысли находим в работах Роберсона (Roberson, 1964), Трэмбэла и Мак-Кэмиса (Trumbull, McCamis, 1967). Во второй работе приведены также данные о следах эрозионной деятельности на стенках каньона и о переносе крупных глыб вниз по нему.

Г. А. Сафьянов (1970), а также А. В. Ильин и А. П. Лисицын (1968), указывая на приуроченность каньонов к областям повышенной аккумуляции, подразумевают эрозию их русел или, во всяком случае, осадков в них суспензионными потоками. Сафьянов даже связывает с действием этих потоков V-образную форму сечения русел каньонов. Но эти общие соображения не подтверждаются детальными наблюдениями за современными процессами в каньонах. В работах Дилла (Dill, 1964, 1966, 1969а), Шепарда (1969) и в их совместной монографии (Shepard, Dill, 1966) приводится множество примеров эрозии в подводных каньонах у берегов Калифорнии и в других районах, но ни в одном случае авторы не находили доказательств причастности к этому суспензионных потоков. Скорее даже наоборот, они находят множество признаков, не позволяющих связать современную эрозию в каньонах с этими потоками. Шепард неоднократно указывал на существование в руслах каньонов придонных течений, способных к переносу песка, а следовательно, и к эрозии дна. В одной из его последних работ, написанной совместно с Маршаллом (Shepard, Marchall, 1969), указано, что в каньоне Ла-Холья на горизонте 3,6 м над дном на глубинах до 200 м наблюдаются переменные течения, соответствующие фазам прилива, причем постоянно преобладает составляющая, направленная вниз по руслу. В 14% случаев измерений скорость течения, направленного вниз, была больше 18 см/сек при среднем значении около 8 см/сек и максимальном 35 см/сек. Среднее значение скорости, направленной вверх по каньону, меньше 2 см/сек. На более высоких горизонтах (19 и 34 м от дна) асимметрия скорости течений выравнивается; она характерна только для придонного слоя в каньоне и не наблюдается на шельфе. Шепард считает, что скорости такого порядка, действующие вниз по каньону, вполне способны выносить песчаный материал на конус выноса и даже эродировать склоны русла. Как уже отмечалось, Римнитц также наблюдал в каньоне пульсирующие течения, направленные в открытое море и связанные с процессами оттока воды из прибойной зоны. Хотя он и считал, что это был суспензионный поток, однако и в этом случае основная причина возникновения течения, несомненно, находилась вне каньона и тем более за пределами его придонного слоя.

Комплексность процессов в верховьях каньонов, вторгающихся в береговую зону, и тесную зависимость их от процессов, протекающих в этой зоне за пределами каньона, подтверждает исследование изменений режима каньона Бальсас в связи с изменением положения устья р. Бальсас (Мексика), проведенное Е. Римнитцем и М. Гутьеррес-Эстрада (Reimnitz, Gutierrez-Estada, 1970). Верховья каньона врезаются в рыхлые отложения голоцена и питаются обломочным материалом, выносимым рекой. За последние 100 лет некоторые ответвления его вершины отмер-

ли, а некоторые из ранее отмерших вновь активизировались. Активная эрозия в верховьях этого каньона неизменно связана с выходом к нему устья реки или с выходом ответвлений его вершины в прибойную зону. Толща осадков, заполнившая одно из ответвлений за 100 лет, истекших с момента изменения положения устья, была размыта на 20—30 м после возвращения устья в старое положение. Верховья каньона отмирают полностью, если после перемещения устья реки берег отступает и верховья оказываются за пределами зоны разрушения волн. В указанной статье авторы не связывают эрозию каньона непосредственно с действием суспензионных потоков и не высказывают каких-либо гипотез о механизме перемещения обломочного материала вниз по его руслу. Наблюдения же их и выводы о связи режима каньона с положением его верховьев относительно береговой линии и устья питающей реки указывают на существенную роль в развитии каньонов регрессивной эрозии, вызываемой гравитационными процессами, в том числе, вероятно, и суспензионными потоками, а также сточными течениями, возникающими в верховьях каньона, врезающегося в береговую зону. Аналогичные данные о связи миграции верховьев каньона в береговой зоне со смещением источника, питающего их обломочным материалом, приводят Д. Феликс и Д. Горслийн (Felix, Gorsline, 1971) для подводного каньона Ньюпорт (Калифорния).

Более ясными представляются процессы перемещения обломочного материала в долинах, прорезающих конусы выноса каньонов. И долины, и сами конусы являются, по-видимому, результатом работы суспензионных потоков. Еще в 1955 г. Менард указал на следующие основные закономерности образования этих форм (Menard, 1955): а) поверхность потока в каньоне и долине наклонена справа налево благодаря действию силы Кориолиса; б) в результате этого правый вал, ограждающий долину, выше левого; в) вследствие неравной высоты валов прорывы потока происходят обычно влево по течению и долина постепенно сдвигается влево по конусу выноса; г) сам конус слагается преимущественно осадками, выпадающими из потока при его растекании через вал вправо по течению от долины. Эти положения, конечно, являются общими для построения конуса выноса и долины любого взвесенесущего потока в северном полушарии, но они не противоречат и представлениям о суспензионном потоке и при желании могут считаться доказательствами его проявления. Интересно, что авторы одной из новейших работ по морфологии и истории развития конусов выноса каньонов Ла-Холья и Сан-Лукас (близ южной оконечности п-ова Калифорния) — В. Нормарк и Д. Пайпер (Normark, Piper, 1969) — считают, что первоначально эти конусы формировались плоским потоком, растекавшимся по подножию после выхода из каньона. Лишь в результате повышения уровня моря и усиления эрозии шельфа в связи с регрессивной эрозией каньонов создались условия для выноса

по ним больших масс обломочного материала, что и вызвало образование долин и их дальнейшее врезание на конусах выноса.

Д. Мур (Moore, 1965), погружавшийся в батискафе «Триест-II» в долину конуса выноса каньона Ла-Холья до глубины 800 м, описывает многие признаки современной эрозии в русле долины, врезанной в толщу конуса примерно на 100 м. Им обнаружены на ее склонах эрозионные желоба, образованные, по его мнению, оползающими по склонам обломками пород и затем сглаженные движущимся по руслу потоком. В основной долине конуса врезан вторичный канал, на склонах которого обнажаются плотные илы, перемежающиеся с несвязными алевритами. Как долину, так и все обнаруженные в ней эрозионные формы Мур считает вполне современными образованиями, созданными суспензионными потоками различной мощности. Активную современную эрозию в этой же долине подтверждают и авторы весьма обстоятельной работы, специально посвященной ее морфологии, — Ф. Шепард и Е. Баффингтон (Shepard, Buffington, 1968). Долина прорезает конус выноса каньона Ла-Холья между глубинами 330 и 1100 м, где она впадает в желоб Сан-Диего, и имеет все черты речной долины — меандры, террасы, прирусловые валы (в основном по правому борту) и в общем правильный вогнутый профиль. Однако авторы не утверждают, что она образована действием суспензионных потоков. Как и Мур, они отмечают большую крутизну ее склонов, порой достигающую 80°, и наличие на дне под тонким слоем ила толщи песка, что говорит о значительной скорости потоков, периодически промывающих долину.

Интересная работа по анализу образования и развития долины конуса выноса каньона Монтерей опубликована П. Комаром (Comar, 1969). Он приводит результаты неопубликованных диссертационных работ некоторых американских исследователей, согласно которым возраст ряда аналогичных долин может быть отнесен к концу плейстоцена, и даже в голоцене они еще заполнялись распространявшимися по ним потоками. Автор использует представления об автосуспензионном режиме потока и эффекте Кориолиса для анализа механизма образования меандров долины Монтерей, исходя из асимметрии ее поперечного сечения. При этом он пользуется произведенной Шепардом детальной съемкой долины. Согласно съемке прирусловые валы этой долины сложены как песком (в этом случае они круче и уже), так и алевритом и илом (более широкие и плоские). С учетом высоты валов полная толщина потока достигала 150 м, а ширина — 5 км. Основной материал, слагающий конус, — тонкозернистый песок. Полагая, что долина и валы созданы суспензионными потоками, Комар определяет параметры этих потоков: плотность в пределах 1,06—1,12 г/см<sup>3</sup> и скорость от 6 до 20 м/сек. Эти параметры он относит, как и время образования долины, к плейстоцену и считает, что современные потоки полностью вписываются в сечение долины, не выходя за вершины ограждающих ее валов.

Пример эрозии дна глубокого моря суспензионным потоком приводит Лаутон (Laughton, 1968). Он описывает канал, соединяющий Бискайскую абиссальную равнину с Иберийской; предполагается, что первая из них заполняется потоками, стекающими с материкового склона Франции. Перепад уровней между равнинами составляет около 180 м, но их разделял порог в виде гряды холмов. Ныне уровень отложений Бискайской равнины превысил уровень порога и из нее начался сток на Иберийскую равнину. Перепад глубин в 180 м приходится на короткий отрезок канала, длиной несколько миль. Канал имеет все черты речной долины (вплоть до меандров) и питается системой «оврагов», прорезающих прилегающую к нему поверхность Бискайской равнины. Лаутон предполагает, что эрозия канала шла регрессивно — от Иберийской равнины, и на глубине около 5000 м он в основном прорезает четвертичную толщу осадков. На многочисленных подводных фотографиях видны явные признаки современной эрозии склонов канала.

В качестве примера эрозии осадков, подстилающих толщу турбидита, из наиболее свежих данных можно привести указания Белдерсона и Лаутона в рассматривавшейся их работе об осадках подножия склона Западной Африки (Belderson, Laughton, 1966). С африканского материкового склона стекают суспензионные потоки, питающие подводную равнину «Мадкап», расположенную в Канарской котловине. По мнению авторов, основная масса песчаного и алевроитового материала, несомого потоками, отлагается при выходе на равнину, в то время как подножие покрывается только тонким пелитовым материалом, выпадающим из их «хвостов». Этот тонкий материал образует градационную толщу, которая в одной из полученных авторами колонок грунта лежит на поверхности, эродированной, по их мнению, при прохождении фронта потока.

Если исходить из картины перемещения и отложения материала суспензионным потоком, принятой Кьюеном, то следует полагать, что прохождение потока по осадочному покрову неизбежно должно сопровождаться эрозией. Действительно, для уплотненного осадка глубокого моря Кьюен указывает примерную скорость размыва около 1 м/сек. Даже приняв ее равной 2 м/сек, можно ожидать ощутимой эрозии при прохождении фронта потока не только на склоне и подножии, но и на абиссальной равнине, если допустить там существование потоков большой плотности и скорости. Однако вполне возможно, что гораздо более частыми для абиссальных глубин являются потоки малой плотности, распространяющиеся в режиме автосуспензии с небольшой скоростью и способные отлагать градационные толщи тонкого материала.

На этом закончим обзор сведений о признаках существования суспензионных потоков, которые можно найти в природных условиях. Основные выводы, полученные из рассмотренных до

сих пор материалов, можно сформулировать следующим образом.

1. Попытки прямого наблюдения суспензионных потоков в океане или в морях пока следует считать неудачными. Полученные при таких наблюдениях результаты нельзя надежно связывать с деятельностью именно этих потоков.

2. Механизм отложения турбидитов, описанный в литературе по данным лабораторных опытов или исходя из умозрительных построений, остается неясным, и соответственно нет возможности надежно отнести к турбидитам те или иные осадки на основании их свойств.

3. В большинстве подводных каньонов нет убедительных следов движения суспензионных потоков и нет отложений, которые могут быть им приписаны. В некоторых случаях толщи осадка в каньонах могут считаться отложенными такими потоками, но могут иметь и иное происхождение. Сведений об осадках каньонов пока еще очень мало, и они относятся в основном к их верховьям.

4. Отложения конусов выноса каньонов имеют все признаки турбидитов, что не исключает возможности их отложения иными агентами. Основная толща осадков на конусах образована, видимо, не в современных условиях, и ныне там отлагается лишь тонкозернистый покров. Нельзя с уверенностью утверждать, что здесь и в настоящее время осаждаются песчаные фракции. Вполне вероятно, что и в современных условиях через каньоны на конусы выноса проходят плотностные потоки малой плотности, распространяющиеся с большой скоростью и способные перемещать в придонном слое песчаный материал, подобно обычным потокам на суше. Эти плотностные потоки могут быть и суспензионными.

5. Песчаные градационные и неградационные слои на больших глубинах вполне могут быть результатом отложения осадка суспензионными потоками, но нет оснований для категорического утверждения, что те или иные слои несомненно отложены суспензионным потоком. Можно говорить лишь, что в условиях больших глубин и малых уклонов наиболее вероятным механизмом переотложения обломочного материала с мелководья являются суспензионные потоки. Однако такое предположение требует, чтобы за пределами материкового склона и подножия они распространялись в режиме автосуспензии.

6. Обрывы кабелей на абиссальных равнинах за пределами склона и подножия пока не могут быть объяснены иным механизмом, кроме действия суспензионных потоков, обладающих большой скоростью (порядка метров в секунду) и большой плотностью. Судя по характеру повреждений кабелей на подводных равнинах, поток, вызвавший эти повреждения, обладает консистенцией, близкой к грязевому потоку или даже к селю, и сильно неоднороден в поперечном сечении. Обрывы кабелей на склоне могут быть объяснены и иными гравитационными дви-

жениями. Характер и механизм распространения на абиссальных равнинах потоков большой плотности со значительной скоростью остается пока совершенно неясным, и вряд ли к такому потоку применимо представление о режиме автосуспензии.

7. Признаки современной эрозии, наблюдаемые в подводных каньонах и долинах на их конусах выноса, не требуют обязательно действия суспензионных потоков высокой плотности. Они могут быть результатом действия потоков малой плотности, имеющих значительную скорость и переносящих грубозернистый материал как во взвеси, так и в придонном слое.

### ВОЗНИКНОВЕНИЕ СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ И МЕХАНИКА ИХ ДВИЖЕНИЯ

В предыдущих разделах данной главы неоднократно затрагивались проблемы возникновения, кинематики и динамики суспензионных потоков. Эти проблемы, очевидно, следует считать основными, подлежащими решению при построении их теории. Однако работ, специально посвященных изучению перечисленных аспектов, очень немного. Сведения и высказывания по этому вопросу рассеяны в статьях почти всех исследователей, касавшихся проблемы суспензионных потоков. Попытаемся свести воедино известные сведения о возникновении и механике этих потоков и проанализировать достоверность предположений, высказанных по данному поводу разными авторами. Начнем с проблемы возникновения потоков.

В последние два десятилетия основное внимание уделялось возникновению суспензионных потоков в результате трансформации оползней и почти нет попыток анализа аналогичного процесса на устьевых участках рек, как нет и попыток дальнейшего развития гипотезы Дэли о роли штормовых волнений в образовании потоков суспензии на шельфе.

Причина повышенного внимания к гравитационным процессам, как генераторам суспензионных потоков, заключается, очевидно, в своего рода «катастрофизме», характеризующем развитие всей проблемы в 50-х годах, и в повышенном интересе именно к потокам большой скорости и плотности, связанным с сейсмическими толчками и с вызываемыми этими толчками гравитационными подвижками масс осадков. Кьюнен, рассматривая возможность преобразования оползней или иных гравитационных смещений масс на крутых склонах в суспензионный поток, полагал, что переход оползневой массы в такой поток связан с «разбавлением» движущегося осадка морской водой. В 1952 г. (Kuenen, 1952) он отказался от этого предположения и далее указывает, что непосредственно в теле оползня содержится достаточно воды, чтобы при разрыве внутренних связей между частицами грунта наступило полное его разжижение. Терцаги (Terzaghi, 1956), как уже указывалось, пишет, что с

уменьшением уклона течение разжиженного осадка быстро затухает, так как избыточная вода выделяется осадком и резко возрастает его вязкость, и отвергает возможность образования суспензионного потока в результате разжижения грунта.

Отрицает возможность перехода в суспензионный поток грунта при разжижении и Менард (Menard, 1964; Менард, 1966). Полагая такой поток следствием оползня, он все же считает, что смешение массы оползня с окружающей водой происходит в процессе длительного поступления в нее взвешенных наносов и в результате образуется поток, лишь немного превышающий по плотности воду. Указывая, что исходная плотность массы оползня в океане не может быть больше  $1,8 \text{ г/см}^3$ , Менард полагает, что суспензионный поток большей плотности таким путем образоваться не может. По мнению же Нестерова (Nesteroff, 1965), возможен очень быстрый, на пути всего в несколько сотен метров, переход оползня или грязевой лавины в суспензионный поток.

Полная неясность процесса преобразования оползня в суспензионный поток позволила Хейзену и Дрэку, как мы видели ранее, нарисовать вполне произвольную картину образования суспензионных потоков в районе «мгновенных» обрывов кабелей при землетрясении 1929 г. Некоторые авторы считают переходной стадией от оползня к суспензионному потоку «грязевой поток», являющийся, по Дотту (Dott, 1963), пластическим течением массы частиц при большом внутреннем трении, возникающем вследствие превышения действующим напряжением предела текучести. С чем связан необходимый для указанного перехода рост напряжения, остается в этой схеме неясным. Уже упоминавшиеся Данжар и его сотрудники (Danjeard, Larssonneur, Migniot, 1965) наблюдали в лабораторном лотке образование суспензионного потока над поверхностью грязевого при определенном соотношении концентрации и скорости распространения последнего. Авторы пишут, что при торможении грязевого потока суспензионный способен обтекать и обгонять его и обладает большой живучестью и дальностью распространения.

В единственной известной мне работе, специально посвященной (судя по ее названию) экспериментальному исследованию образования суспензионных потоков (Кпаар, Eijre, 1968), собственно этому вопросу уделено сравнительно мало внимания. Авторы описывают опыты с нарушением равновесия массы каолинита, лежащего в заполненном водой лотке на поверхности песчаного откоса. После удара по днищу лотка масса глины начинала течь по склону и у его основания образовала турбулентный суспензионный поток, обладавший скоростью  $24 \text{ см/сек}$ . Возникновение его авторы связывают с разжижением глины в результате увеличения порового давления в ней при толчке. В основном же содержание статьи посвящено исследо-

банию условий разжижения грунта и его движения после этого, что еще не является суспензионным потоком.

О возможности перехода подводного оползня в суспензионный поток пишут с позиций механики грунтов Мур (Moore, 1961) и Моргенштерн (Morgenstern, 1967), работы которых также уже упоминались. Мур указывает, что при быстром темпе накопления терригенных осадков на относительно крутых склонах, например в подводном каньоне, они могут образовать оползень. При этом захоронение поровых вод под большой толщей осадка приводит к росту порового давления и разжижению грунта — первой стадии образования суспензионного потока. Мур считает, что поток может возникнуть, скорее всего, в результате перерождения прогрессивного оползня, однако, как мы видели ранее и как пишет он сам, понятие прогрессивного оползня еще далеко не ясно.

По мнению Моргенштерна, при больших скоростях накопления осадков условия для их оползания могут возникнуть и на некрутых склонах, особенно при начальном толчке, создающем условия для роста порового давления. Переход оползня в суспензионный поток возможен после его отрыва при значительном ускорении и большой мощности, исключаящей быструю диссипацию порового давления. Моргенштерн пишет, что один из крупнейших подводных оползней — уже упоминавшийся оползень Вальдец (Аляска) — не имеет «головы», возможно, в результате перехода его фронтальной части в суспензионный поток. Автор пытается проанализировать условия возникновения суспензионного потока с помощью уравнений равновесия вязкого грунта при его разжижении и действия вязкого сопротивления. Момент образования потока он связывает с установлением на поверхности оползня некоторой критической скорости, достигаемой грунтом при наличии ускорения. Величина этой скорости и другие условия перехода оползня в суспензионный поток пока неизвестны.

Интересную гипотезу преобразования грязевого потока или разжиженного оползня в суспензионный поток предлагает Дж. Аллен (Allen, 1971). Анализируя вероятные движения воды при распространении фронта плотностного потока с учетом его «нависающего» характера, который обуславливается вязкостью суспензии и существование которого подтверждено экспериментом, Аллен приходит к выводу, что единственной физически возможной гидродинамической картиной распространения «нависающего» фронта потока в среде с меньшей плотностью может быть только трехмерная схема. Согласно этой схеме окружающая среда проникает под фронт потока по каналам, имеющим в поперечном сечении вид «туннелей», чередующихся с продвигающимися в среду участками более плотного вещества потока («пальцами»). По туннелям вода проникает в нижнюю часть потока и распространяется затем по его

толще; в результате плотность потока уменьшается, а объем возрастает. Принимая исходную плотность разжиженного оползня равной  $1,7 \text{ г/см}^3$ , Аллен подсчитывает, что для перехода к плотности  $1,4 \text{ г/см}^3$  объем необходимо увеличить на 75%, а для снижения ее до  $1,1 \text{ г/см}^3$  — в 6 раз. Если предположить, что объем потока на пути в 100 км и при скорости несколько метров в секунду должен увеличиться в 2 раза, то при весьма больших значениях числа Рейнольдса такое увеличение в результате смешения на верхней границе потока невозможно. К тому же поступающая в поток сверху вода не может опуститься и распространиться по всей его толще. Принимая же гипотезу «фронтального смешения» с поступлением воды в поток снизу, получаем вполне логичную картину возрастания объема потока и уменьшения его плотности. Эта гипотеза хорошо обоснована и снимает многие неясные вопросы в понимании процесса перехода оползня или грязевого потока в суспензионный. Она также позволяет объяснить формирование ряда характерных черт текстуры предполагаемых отложений суспензионных потоков.

При начальной плотности оползня, равной  $1,7 \text{ г/см}^3$ , Аллен дает следующие длины путей перехода к конечным средним плотностям при плоском и русловом течении:

Конечная плотность, $\text{г/см}^3$	1,4	1,3	1,2	1,1
Путь смешения, км:				
плоское течение	19	33	62	149
течение в русле	83	148	278	667

Баффингтон (Buffington, 1961) и Дилл (Dill, 1969) в статьях, частично уже рассмотренных ранее, приводят данные натурных наблюдений за перемещением тонкозернистого песка в каньонах. Баффингтон тщетно пытался создать суспензионный поток, выпуская в море на глубине 15 м массу осадка различного состава из специального лотка при различных его уклонах. В результате нескольких опытов он пришел к выводу, что при малой массе тонкозернистого осадка и большой его диффузии вызвать искусственный суспензионный поток невозможно. Тонкий материал очень быстро рассеивался, а более грубый перемещался только в пределах действия начального импульса, полученного от толчка при выбрасывании его из лотка. Облако взвеси сдвигалось со скоростью до  $0,5 \text{ м/сек}$  всего на несколько метров вниз по склону с уклоном  $13^\circ$ . Автор соглашается с Хейзенем, что для образования суспензионного потока нужен сейсмический толчок, сообщенный большому объему хорошо сортированного тонкого песка, лежащего на крутом склоне. Однако в каньоне Скриппса автору не удавалось привести в движение хорошо сортированный среднезернистый песок даже на склоне крутизной  $35^\circ$ . По его мнению, условием возникно-

вения песчаного суспензионного потока должно быть наличие большой массы осадка в русле, исключая поперечную диффузию. Иначе говоря, если и возможно возникновение в природе суспензионного потока большой плотности и скорости, то лишь в результате крупной катастрофы. Впрочем, Баффингтон, видимо, довольно скептически смотрит на возможность существования таких потоков, ибо считает, что даже обрывы кабелей можно объяснить действием потоков малой плотности и скорости, хотя, к сожалению, ничего не пишет о предполагаемом механизме таких обрывов.

Р. Дилл, неоднократно наблюдая на стационарных участках в каньонах Ла-Холья и Скриппса за действием сейсмических толчков на массы тонкозернистого слюдистого песка, ни разу не обнаружил признаков разжижения этих осадков и перехода их в подвижное состояние, отличающееся от обычного медленного течения. Не отрицая возможности существования в каньонах «медленных» суспензионных потоков в виде облаков взвеси, он пишет, что нельзя далее предполагать, будто осадки в подводных каньонах при воздействии напряжений, вызываемых сейсмическими толчками, могут перейти во взвешенное состояние и течь на большие расстояния.

Что касается возможности образования суспензионных потоков из аллювия крупных рек, то в этом направлении нет даже попыток нарисовать какую-либо физическую картину процесса. Конечно, можно предположить, что и в этом случае происходит сначала накопление аллювия в виде подводной толщи, которая затем теряет равновесие и переходит в оползень. Однако существует, по-видимому, и иной механизм, при котором большая масса выносимого рекой взвешенного материала способна перейти в русле каньона в суспензионный поток. Об этом пишут, например, Хейзен с соавторами (Heezen, Menzies, Ewing, 1964) при рассмотрении процессов в каньоне Конго, но и они не идут дальше постановки вопроса и высказывания порою довольно маловероятных предположений.

Заканчивая на этом обзор состояния представлений о возникновении суспензионных потоков в условиях океана, можно прийти к выводу, что исследование этого явления практически еще не начато. Содержание отдельных, весьма немногих работ, в которых более или менее серьезно анализируется механизм образования таких потоков, ограничивается рассмотрением единственного процесса — перехода в поток подводного оползня через «устойчивое разжижение» грунта. Возможно, что действительно это и есть наиболее общий способ формирования суспензионных потоков в океане, но и в понимании этого явления достигнуто очень мало, прежде всего из-за неясности самих исходных для возникновения потока процессов — разжижения, прогрессивного оползания, грязевых потоков в подводных условиях.

Значительно больше сделано для познания механики движения суспензионных потоков, но работы в данном направлении ограничены преимущественно лабораторными экспериментами и логическими построениями. При этом нет уверенности, что первые соответствуют явлению в природе; надежность же вторых ограничена недостатком сведений об анализируемых явлениях. Как в той, так и в другой группе работ несомненно ценной представляется попытка построения физической картины процесса, без которой невозможно понимание результатов эксперимента и построение математической модели рассматриваемого явления. Нередко экспериментаторов упрекают в произвольности моделирования, в том, что их опыты не отражают действительно происходящих в природе процессов. Но чтобы моделировать природный процесс, чтобы изучать его детали в лаборатории, надо знать параметры хотя бы для одного случая его проявления в природе. Различные экспериментаторы создают в своих установках различные суспензионные потоки в зависимости от целей опыта, возможностей установок и своих представлений о характере интересующих их явлений. С этих позиций приходится рассматривать и результаты проводимых опытов, не пытаясь распространять или обобщать их на условия и масштабы, не соответствующие таковым при постановке данного конкретного эксперимента.

Сведения о характере движения суспензионных потоков можно получить и из предполагаемых следов их действия в природных условиях. Так, Менард (1966), исходя из морфологических признаков районов отложения турбидитов, считает, что слой потока вряд ли превосходит 100, а чаще даже 50 м, так как на подводных холмах такой высоты уже нет отложений этих потоков. Примерно такую же величину имеет врез долин в конусах выноса и высота обрамляющих эти долины валов. Более сложным путем получают характеристики потоков из натуральных данных М. Джонсон (Johnson, 1966a) и П. Комар (Comar, 1969). Первый из них использует для своих оценок крупность отложенного потоком осадка и уклон в районе отложения, применяя далее условие автосуспензии Бэгнольда и получая из него значение средней скорости потока. Второй решает совместно уравнение Бэгнольда и уравнение, связывающее асимметрию поперечного профиля долины с ускорением, обусловленным силой Кориолиса, и получает параметры потока, задаваясь его плотностью. Аналогично Мур (Moore, 1965) пытается судить о движении потока по характеру поперечного профиля долины, ее меандрированию и эрозии на внешних стенках меандров.

Некоторое представление о вероятных параметрах суспензионных потоков можно попытаться извлечь из аналогий с иными вязкими потоками. Так, Леви и Кулеш (1960) указывают, что мутность р. Хуанхэ при паводке достигает 600 г/л. Можно пред-

положить, что и суспензионный поток при большой скорости вполне способен нести такую же концентрацию взвешенного материала. Предел текучести для селевых потоков, содержащих 20% коллоидных частиц, достигается при концентрации более 1600 г/л, что соответствует плотности около 2 г/см<sup>3</sup>. Предположив, что движение селе физически мало отличается от характера движения суспензионного потока и является также турбулентным движением вязкой жидкости, можно и в условиях океана допустить величины такого же порядка. Несомненно, это очень смелые аналогии, но они не смелее, чем приводимая Баффингтоном (Buffington, 1961) аналогия с раскаленным пепловым облаком («*puée argente*»), двигавшимся при извержении вулкана Мон-Пеле со скоростью около 33 м/сек и эродировавшим его склон на протяжении 18 км. При наших знаниях о суспензионных потоках, действительно существующих в океане, и при том определении, которое обычно дается этому явлению, пока допустимы самые смелые аналогии и предположения.

Кьюнен на основании своих опытов по созданию потоков большой плотности и исходя из своих суждений об их геологической деятельности (Кьюнен, 1965) считает, что при концентрации выше 500 г/л суспензионный поток переходит в грязевой, скользящий по дну как одно целое. В природных потоках, по его мнению, скорость всегда достаточна для поддержания концентрации около 500 г/л, т. е. полной емкости потока; при меньшей исходной концентрации он будет эродировать дно, что обычно и наблюдается в ископаемых турбидитах. Кьюнен постоянно подчеркивает, что единственный способ переноса песка над илистой поверхностью дна — движение его во взвеси. Исходя из содержания матрицы в глубоководных песках, он получает в потоке на абиссальной равнине весовую концентрацию глинистых частиц, равную 5—10%, что соответствует плотности 1,03—1,07 г/см<sup>3</sup> (Кьюнен, 1966). В голове потока, на значительном удалении от места возникновения, его плотность должна составлять от 1,1 до 1,2 г/см<sup>3</sup> и скорость менее 2 м/сек. Соответственно начальная плотность должна быть значительно больше — не менее 1,5 г/см<sup>3</sup> на верхних участках пути, где уклоны значительны.

В другой работе Кьюнен ставит вопрос о возможности существования слоя влечения в придонной части суспензионного потока (Кьюнен, 1967). Такой слой был обнаружен им в опытах, но, по-видимому, он весьма неустойчив, так как при уменьшении скорости от 2,3 м/сек до нуля за 30 мин не удавалось наблюдать перехода частиц песка в движение влечением. Это кажется несколько странным, поскольку Кьюнен создавал в лотке поток, несущий взвесь с концентрацией 300 г/л практически из чистого песка крупностью 0,09 мм, и при падении скорости потока часть песка должна была переходить в движение влечением. В опытах Кулеша (1959) слой влечения формировался при концентрации всего 70 г/л (плотность 1,043 г/см<sup>3</sup>) и средней скорости потока около

26 см/сек; максимальная скорость располагалась при этом на высоте 0,62 полной толщины потока от дна и составляла 1,16 средней. Опыты с потоками малой плотности (менее  $1,03 \text{ г/см}^3$ ) из чистого ила проводила и Л. В. Поборчая (1967а). Она обнаружила, что увеличение уклона от 0,001 до 0,01 не влияло на величину средней скорости, но увеличивало значение максимальной и понижало ее горизонт.

Данжар и его сотрудники (Dangeard, Larssonneur, Migniot, 1965) наблюдали возникновение илистого суспензионного потока

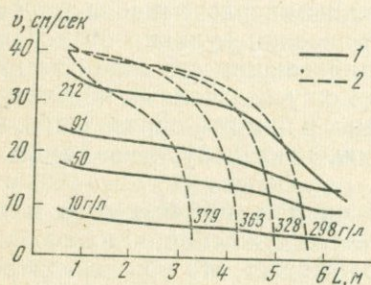


Рис. 20. Кривые падения скорости суспензионных (1) и грязевых (2) потоков разной концентрации (Dangeard, Larssonneur, Migniot, 1965)

$L$  — длина пути потока

в лотке при крупности частиц взвеси около  $1 \mu$  уже при концентрации взвеси  $0,5 \text{ г/л}$ ; но этот поток распространялся по горизонтальному дну со скоростью менее  $1 \text{ см/сек}$  и быстро рассеивался. При концентрации порядка  $100 \text{ г/л}$  начальная скорость потока возрастала пропорционально ей, но далее увеличение скорости замедлялось и достигало при  $250 \text{ г/л}$  постоянного значения  $40 \text{ см/сек}$ . С ростом концентрации растет вязкость и поток переходит в грязевой при ее значениях от  $350$  до  $500 \text{ г/л}$  в зависимости от материала взвеси. С увеличением уклона и скорости потока резко усиливается турбулентность на его верхней границе и он рассеивается, не достигая скорости  $1 \text{ м/сек}$ . В то же время грязевой поток при концентрации более  $500 \text{ г/л}$  может иметь и большую скорость. Характер движения суспензионных и грязевых потоков, а также области их существования в опытах с илом (медианная крупность частиц  $1 \mu$ ) показаны на рис. 20. Для данного материала уже при концентрации более  $450 \text{ г/л}$  грязевой поток переходит в оползень и течение прекращается (см. рис.12).

Интересные результаты по кинематике суспензионного потока, отчасти также рассмотренные в разделе «Турбидиты», получены Миддлтоном (Middleton, 1966а, б, в, 1967), работавшим с плотными потоками соленой воды, распространявшимися в пресной, и с суспензионными потоками, взвесь в которых создавалась стеклянными шариками диаметром около  $0,2 \text{ мм}$ . Миддлтон определил, что кинематика и структура потока существенно изменяются по мере его распространения. В начальной стадии он состоит из головы (фронта), следующей за ней волновой части и хвоста, причем волновая часть, или, точнее, сама волна в этой

части движется быстрее головы и подает материал к фронту потока. Далее скорость головы становится примерно вдвое больше скорости основного потока и он растягивается. Продвижение головы также быстро замедляется, но количество отлагаемого в ней материала невелико. В начальной стадии возрастание уклона ведет к увеличению скорости главным образом основного тела потока, к усилению питания головы материалом и ее росту. Миддлтон установил значительно меньшую степень пропорциональности скорости движения головы потока от уклона, чем следует из формулы Шеэи, и, по его мнению, расчеты параметров потока по этой формуле, исходя из данных об обрывах кабелей, недопустимы.

Интересные выводы о характере движения суспензионного потока и его геологических проявлениях получает Дж. Аллен, исходя из своей гипотезы «фронтального смещения», уже рассмотренной ранее. Если допустить, что смещение происходит через фронт потока, то частичное выпадение взвесей может происходить и в его голове, вопреки мнению Миддлтона. Если вода проникает в поток через туннели, прорезающие фронт, то и касательные напряжения, создаваемые потоком на дне, будут изменяться по сечению потока периодически, в зависимости от распределения туннелей. Учитывая непостоянство их распространения под телом потока, таким образом можно объяснить образование многих периодических эрозионных форм, наблюдающихся в основании ритмов предполагаемых турбидитов.

Теоретический анализ способности суспензионных потоков к влечению грубозернистого материала, а следовательно, и к интенсивной эрозии проведен Комаром (Comar, 1970). Рассматривая способность современных и древних потоков к влечению такого материала, он использовал приближенные уравнения гидравлики для сдвигающих напряжений и скоростей водных потоков и сведения об отложениях, найденных в ископаемых турбидитах миоценового конуса выноса в Калифорнии и в современном подводном канале Каскадия. Принимая плотность потока равной  $1,10 \text{ г/см}^3$  и мощность 150 м, Комар находит, что такой поток способен сдвигать на дне гальку размером до 2 см при уклоне русла около 0,001 и до 20 см при уклоне 0,06. Действительно, в современном канале Каскадия находятся гальки размером около 2 см, а в отложениях предполагаемого миоценового конуса, имевшего по некоторым палеогеографическим определениям уклон 0,06, обнаружены конгломераты с валунами до 20 см. Таким образом, исходя из формул водных потоков, автор приходит к выводу, что суспензионный поток плотностью  $1,10\text{—}1,15 \text{ г/см}^3$  способен перемещать влечением гальку при скорости всего 2 м/сек и валуны при скорости 6—7 м/сек. Комар указывает, что хотя отдельный поток перемещает грубый материал лишь на небольшие расстояния, последовательность потоков в течение длительных отрезков времени способна переместить его от верховьев каньона до конуса выноса. Очевидно, перемещение влечением столь грубого ма-

териала должно вызывать и существенную эрозию дна русла. Несмотря на большой интерес расчетов данного автора и попытку подтвердить их природными примерами, они все же представляются чрезмерно смелыми. Учитывая повышенную сравнительно с водой плотность потока, следовало бы, вероятно, учесть и его вязкость, и сопротивление его движению. Тогда вряд ли можно получить подобный эффект при уклонах менее 0,05.

Одним из важнейших параметров суспензионного потока, несомненно, является его плотность. Отсутствие натуральных данных о ней приводит к весьма произвольному выбору этой величины при попытках расчета других параметров. Обычно авторы, говоря о суспензионных потоках в океане, указывают, имеют ли они в виду потоки «большой» плотности и скорости или иные — видимо, малой плотности и скорости. Такое разделение возникло после появления первых же работ Кьюнена, где даже в заглавии оговаривалось, что описываемые свойства и действия относятся к потокам высокой плотности, которые он и пытался воспроизвести в лаборатории. Однако эти потоки в лаборатории обладали свойством чрезвычайно резко и быстро терять плотность уже на первых метрах пути и переходить от исходной плотности примерно  $1,6 \text{ г/см}^3$  и более к плотности менее  $1,1 \text{ г/см}^3$ . Рассматривая это обстоятельство в специальной работе (Kuenen, 1966), Кьюнен предлагает считать потоками высокой плотности таковые и с плотностью  $1,1 \text{ г/см}^3$  и даже менее, предполагая, что исходное ее значение, видимо, было гораздо выше. В таком понимании этот термин, видимо, не имеет смысла применительно к какой-то определенной работе потока в данной точке пути, поскольку его нельзя считать потоком большой плотности только по «происхождению», если локальная плотность равна, например,  $1,01$ . Очевидно, различая потоки по плотности, надо оговаривать, подразумеваем ли мы ее локальную величину применительно к данному конкретному процессу или «историю» и способ возникновения потоков. Что касается их скорости, то далеко не ясно, каково может быть различие в ее величине при различных плотности и уклонах, хотя и кажется естественным полагать, что скорость потоков «высокой плотности» и при больших уклонах должна быть больше. Если же говорить о потоке в целом, то, возможно, имело бы смысл говорить не о его плотности и скорости, а различать, например, качественно различные «мутьевые потоки» и «суспензионные течения».

#### МЕТОДЫ РАСЧЕТА СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ И ГИПОТЕЗА «АВТОСУСПЕНЗИИ»<sup>1</sup>

Остановимся теперь на возможности расчета суспензионного потока по тем или иным заданным характеристикам и на надежности используемых для этого уравнений. Информация о природ-

<sup>1</sup> Этот раздел написан автором совместно с Н. В. Пыховым.

ных суспензионных потоках несомненно недостаточна для построения их теории. Наиболее надежными можно считать величины скоростей, определенные по времени обрыва кабелей. Что же касается плотности и мощности (толщины) потока, концентрации суспензии и даже толщины слоя отложений того или иного потока, то все эти величины чрезвычайно неопределенны, хотя по морфологическим признакам и можно предполагать, что мощность современных потоков вряд ли превосходит 100 м.

Полная система уравнений движения турбулентного двухфазного потока, одной из фаз которого является жидкость, а другой — взвешенные в ней твердые частицы, дана Колмогоровым. Строгое решение предложенной им системы невозможно из-за трудностей ее замыкания. Вследствие полной неясности физической картины возникновения суспензионного потока задать начальные условия очень трудно. Также трудно задать корректные условия на его границах, сопротивление на которых существенно влияет на характер распределения в потоке основных его параметров — скорости, плотности и концентрации частиц. Вопрос о граничных коэффициентах сопротивления суспензионных потоков в настоящее время изучен еще слабо, и их величины для построения уравнений берутся из результатов лабораторных исследований иных плотностных потоков и тонкодисперсных суспензий. Экспериментальными исследованиями с солевыми растворами (Lofquist, 1960; Middleton, 1966; Keulegan, 1955a, б) и глинистыми суспензиями (Bonnefille Goddet, 1959; Кулеш, 1959) установлено, что величина коэффициента сопротивления у дна потока  $f_0$  является функцией числа Рейнольдса

$$Re = \frac{uh}{\nu},$$

где  $u$  — скорость потока;  $h$  — мощность (толщина) потока;  $\nu$  — кинематический коэффициент вязкости.

При увеличении  $Re$  коэффициент сопротивления у дна уменьшается. Рядом авторов для гладкого дна построены кривые этой зависимости в диапазоне чисел Рейнольдса до  $10^5$ . Экстраполируя эти кривые в область больших  $Re$ , можно получить значение  $f_0$  и для натуральных условий.

В случае шероховатой поверхности дна оценку  $f_0$  обычно производят по аналогии с русловыми процессами, учитывая при этом размеры неровностей дна и используя полуэмпирическое уравнение Фрэнсиса

$$f_0 = \frac{1}{33} \left( \lg \frac{13,2h}{z_0} \right)^{-2},$$

где  $z_0$  — размер шероховатостей дна.

Если величина  $f_0$ , хоть и очень не надежно, может быть оценена применительно к натурным условиям, то оценка коэффициента сопротивления на верхней границе потока значительно сложнее.

Наиболее вероятно, что в природном потоке на этой границе образуется зона турбулентного перемешивания его с чистой водой и здесь возможно возникновение волновых возмущений, которые существенно увеличивают сопротивление.

Однако теоретические решения даны лишь для ламинарного типа верхней границы. Так, К. Лофквист (Lofquist, 1960) установил, что коэффициент сопротивления на ней  $f_1$  является функцией чисел Рейнольдса и Фруда, т. е.

$$f_1 = f(\text{Re}, \text{Fr}),$$

где

$$\text{Fr} = \frac{u}{\sqrt{\frac{\rho_c - \rho_B}{\rho_c} \cdot g \cdot h}},$$

а  $\rho_c$  — плотность суспензии и  $\rho_B$  — плотность воды.

При постоянном числе Фруда  $f_1 \sim \text{Re}^{-\frac{3}{5}}$ . С ростом числа  $\text{Fr}$  сопротивление на верхней границе увеличивается, что подтвердили и экспериментальные исследования Лофквиста.

Миддлтон (Middleton, 1966б) считает, что  $f_1$  определяется в основном числом Фруда. При  $\text{Fr} < 1$  перемешивание будет слабым и поэтому величина  $f_1$  невелика. Это справедливо, по его мнению, при уклонах дна меньше 0,005. При постоянном уклоне величина  $f_1$  уменьшается с ростом размеров и скорости потока, т. е. с увеличением числа Рейнольдса. Поэтому Миддлтон полагает, что крупные потоки на плоском морском дне испытывают сравнительно слабое сопротивление со стороны окружающей жидкости. Его эксперименты с плотностными потоками показали, что  $f_1$  прямо пропорционален числу Фруда и обратно пропорционален числу Рейнольдса. Однако сам автор не уверен, будет ли суспензия вести себя аналогично солевому раствору, и отмечает, что переносить его данные на натуру следует очень осторожно. В экспериментах Кулеша (1959) с глинистой суспензией суммарный коэффициент сопротивления убывает с числом  $\text{Re}$  по закону

$$f_{\Sigma} = f_0 + \frac{H}{H-h} f_1 = \frac{0,1}{\sqrt[4]{\text{Re}}} + 0,005,$$

где  $H$  — полная глубина водоема.

Это соотношение справедливо для условия

$$4000 \leq \text{Re} \leq 24000.$$

В реальных же условиях  $\text{Re}$  достигает величины  $10^9$ , и насколько оправдан перенос полученных экспериментальных данных в натуру, судить трудно. Несомненно, что для более надеж-

ной оценки сопротивления на границах потока в натуре необходимы исследования в области  $Re > 10^5$ .

В связи с трудностями строгого решения уравнений движения суспензионного потока нередко прибегают к использованию аналогий с другими потоками. На ранней стадии развития гипотезы, а иногда и в 60-х годах для оценки его параметров использовали аналогию с потоками в открытых каналах, для расчета которых применяется формула Шези

$$\bar{u} = C \sqrt{RI},$$

где  $C = \sqrt{\frac{8g}{f_0}}$  — коэффициент Шези;  $R$  — гидравлический радиус потока;  $I$  — уклон его поверхности.

Для суспензионных потоков в уравнение вместо  $g$  вводят величину ускорения силы тяжести в виде

$$g^* = g \frac{\rho_c - \rho_b}{\rho_c},$$

а в величину  $f_0$  вводится поправка, учитывающая трение на верхней границе, и вместо  $f_0$  принимается  $f_0(1 + \alpha)$ . Величина  $\alpha$  для плотностных потоков, по Миддлтоу, равна 0,43 (Middleton, 1966).

Ф. Кьюнен (Kuenen, 1951) использует для описания экспериментального суспензионного потока выражение

$$\bar{u} = C \sqrt{\frac{\rho_c - \rho_b}{\rho_c} \cdot h \cdot \sin \varphi}. \quad (1)$$

Уравнение (1) дает удовлетворительные результаты для  $\varphi > 20^\circ$ ; при меньших углах действительная скорость получается больше. Из этих же экспериментов Кьюнен получил  $C = 85 \text{ см}^{\frac{1}{2}}/\text{сек}$ , но он считает, что для природных потоков коэффициент Шези должен быть равен  $280 \text{ см}^{\frac{1}{2}}/\text{сек}$ , а для расчета параметров суспензионного потока 1929 г. на Большой банке Нью-

фаундленда принимает его равным  $400 \text{ см}^{\frac{1}{2}}/\text{сек}$  (Kuenen, 1952). Исходной в расчете была скорость потока, полученная Хейзенем по обрывам кабелей, а плотность принималась равной  $1,6 \text{ г/см}^3$ . Расчеты Кьюнена были подвергнуты серьезной критике Кулленбергом, который указал на нереальность такой плотности в природных условиях, неопределенность понятия  $I$  для суспензионного потока и другие неясности в использовании формулы Шези.

Р. Харли (Hurley, 1964) для расчета параметров суспензионного потока в глубоководном канале Каскадия пользовался уравнением типа Шези, но с коэффициентом в форме Маннинга

$$C = \frac{1,49}{n} R^{\frac{1}{6}},$$

где  $n$  — фактор шероховатости.

Харли считает, что величина  $n$  изменяется от 0,01 для гладких поверхностей до 0,06 для крупных неровностей в природных условиях; для суспензионных потоков в натуре ее следует брать в интервале от 0,01 до 0,02. Используя данные о сечениях канала Каскадия и о наклоне его дна, он при  $\Delta\rho = 0,05 \text{ г/см}^3$  и  $n = 0,015$  получил скорости потока в канале от 5 до 75 м/сек. В этой же статье он показывает, что при постоянном  $\Delta\rho$  изменение  $n$  на 0,01 вызывает изменение скорости потока приблизительно вдвое. Поэтому, учитывая трудность правильного выбора значения  $n$ , оценка  $C$  в его работе вызывает сомнение и вряд ли может быть использована для расчета.

Несколько иную, чем у Кьюнена и Харли, разновидность уравнения Шези использовал М. Джонсон (Johnson, 1962). Он считает, что уравнения движения и неразрывности для суспензионных потоков подобны уравнениям движения для плотностных течений в канале.

Используя эти уравнения, Джонсон для случая установившегося движения (без эрозии и осаждения) получил

$$\bar{u} = \sqrt{\frac{A_2 g}{f_0}} \sqrt{\frac{\rho_T - \rho_B}{\rho_C} h l S}, \quad (2)$$

где  $A_2$  для плотностных потоков равно 0,9;  $S$  — объемная концентрация взвеси.

Выражение (2) отличается от приведенных выше лишь коэффициентом Шези, который здесь равен  $\sqrt{\frac{0,9g}{f_0}}$ . Используя это

выражение для расчета суспензионного потока 1929 г. по данным Хейзенем скоростям, Джонсон получил максимальную его толщину 250 м при  $f_0 = 0,003$  и  $S = 0,3$ . Насколько результаты его расчета, как и расчетов Кьюнена, соответствуют действительности, судить трудно, так как нет каких-либо надежных данных о мощности (толщине) суспензионных потоков в натуре.

Очень сомнительно, чтобы с помощью выражений типа формулы Шези можно было получить достоверные данные о параметрах природных суспензионных потоков, так как слишком различны физические картины водного потока в наземном русле и мутьевого потока в океане. Далее, в уравнениях типа Шези не учитывается сопротивление потоку на верхней границе, которое существенно при больших числах Фруда. Лабораторные исследования плотностных потоков и глинистых суспензий показывают некоторое соответствие наблюдаемых зависимостей формулам этого типа, но коэффициенты Шези у разных авторов весьма различны и совершенно неясно, какую именно его величину следует брать для расчета в том или ином случае. В знаменателе выражения  $C$  входит коэффициент сопротивления  $f$ , являющийся функцией чисел  $Fr$  и  $Re$ . Число Фруда растет с ростом уклона дна, а

число Рейнольдса — с ростом скорости и мощности потока. Отсюда следует, что  $C$  вряд ли будет постоянным для суспензионных потоков с различными параметрами. Трудно судить о диапазоне его изменения для большой области  $Re$ , а также для широкого диапазона уклонов, определяющих  $Fg$ , и поэтому разумный выбор коэффициента Шези для конкретного случая натурального суспензионного потока пока невозможен, а результаты расчета его параметров по формулам типа Шези вряд ли соответствуют действительности.

И. И. Леви (1959), исходя из учета всех действующих в потоке сил, получил для случая установившегося течения следующее выражение:

$$h = \sqrt[3]{\frac{q^2 \left( f_0 + \frac{H}{H-h} f_1 \right)}{2g\gamma' \alpha l}}, \quad (3)$$

где

$$\gamma' = \frac{\gamma_c - \gamma_b}{\gamma_c}; \quad \alpha = \frac{\int_0^h u^2 dy}{\bar{u}^2 h}; \quad q — \text{удельный расход суспензии}; \quad \gamma_c$$

и  $\gamma_b$  — удельные веса суспензии и чистой воды.

Выражение (3) дает

$$\bar{u} = \sqrt[3]{\frac{2g\gamma' \alpha l q}{f_0 + \frac{H}{H-h} f_1}}. \quad (4)$$

Соотношения (3) и (4) хорошо соответствовали результатам экспериментов Кулеша (1959) с илистой суспензией. В совместной его работе с Леви (Леви, Кулеш, 1960) показано, что соответствие (4) натурным данным для одного из водохранилищ наблюдается при  $f_1 = 0,015$ ,  $f_0 = 0,0107$ ,  $\bar{u} = 0,16$  м/сек,  $h = 0,7$  м,  $l = 0,00128$  и  $\gamma_c = 1,034$  г/см<sup>3</sup>. Таким образом, получается  $f_1 > f_0$ , хотя большинство авторов считают  $f_0 > f_1$  и даже в работе Леви и Кулеша при интерпретации лабораторных исследований  $f_0 > f_1$ . К сожалению, из этой работы неясно, каким образом авторы получили значение  $f_0$ ; странно выглядит также расчет скорости потока по его расходу (формула 4), т. е. по известной скорости. Поэтому очень трудно судить о пригодности указанной формулы для практических расчетов, хотя при ее получении правильно учтены многие факторы, обуславливающие кинематику потока.

Как уже отмечалось, строгое решение системы уравнений движения потока на сей день невозможно. Однако Т. Г. Войнич-Сяноженцкий (1969) считает, что можно использовать переход от этой системы к одномерной. Произведя такое преобразование,

он получил для средней скорости установившегося потока при  $I = \text{const}$  выражения

$$\bar{u} = \sqrt{2g \frac{\rho_c - \rho_b}{\rho_c} \cdot \frac{h}{f} (I - S_0 f_k \cos \psi)} \quad (5)$$

и

$$f = (1 - \beta S_0) \frac{h}{R} \cdot \frac{\gamma_0}{\gamma} \cdot \frac{g}{C^2} + (1 - \beta S_1) f_1,$$

где  $f$  — суммарный коэффициент сопротивления;  $S_0$  и  $S_1$  — объемная концентрация взвеси соответственно у дна и на верхней границе потока;  $f_k$  — коэффициент кулоновского трения;  $\beta$  — числовой коэффициент (немного меньше единицы);  $\sin \psi = I$ .

К сожалению, автор не приводит какой-либо оценки величины  $f_k$ , которая вряд ли будет постоянной для суспензионных потоков различной концентрации и при различной гидравлической крупности материала.

При определении коэффициента сопротивления и здесь встречаемся с трудностью выбора коэффициента Шези, о чем уже упоминалось. Войнич-Сяноженцкий не уточняет и величину  $\beta$ , которую, видимо, можно принимать равной единице.

Хотя физическая картина явления была достаточно строго соблюдена при выводе выражения (5), вряд ли с его помощью можно получить надежные параметры натуральных потоков без предварительных исследований с целью оценки величин  $f_k$  и  $C$  в широкой области изменения характеристик потоков.

Как уже отмечалось, важную роль в понимании всего круга вопросов, связанных с суспензионными потоками, играют исследования распределения в них скорости по вертикали, а также изменения основных параметров потока вдоль его пути. К настоящему времени мне известны только три теоретические работы, посвященные этим проблемам. В работе Дж. Хинце (Hinze, 1960) сделана попытка исследовать вертикальное распределение скорости и оценить ее максимальное значение. Путем анализа результатов экспериментальных исследований этот автор установил, что скорость потока по вертикали, считая от дна, сначала возрастает от нулевого значения до некоторого максимального, а затем снова убывает к верхней его границе (рис. 21). Основываясь на этих представлениях, а также на результатах лабораторных исследований Кьюнена, Хинце формулирует краевую задачу для установившегося суспензионного потока при постоянном уклоне дна в виде

$$(\rho_c - \rho_b) g \sin \varphi = - \frac{\partial \tau}{\partial y};$$

$$\text{при } y = 0, \quad \tau = 0, \quad \text{т. е. } \frac{\partial u}{\partial y} = 0, \quad (6)$$

$$\text{при } y = h, \quad u = u_1 = \text{const},$$

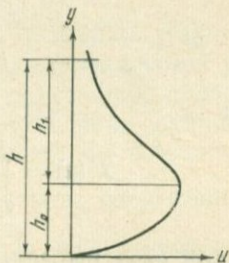
где  $\tau$  — касательное напряжение в потоке.

За нижнюю границу потока Хинце принимает горизонт, на котором скорость его максимальна и касательные напряжения равны нулю. Тем самым из рассмотрения исключается часть потока от дна до горизонта максимальной скорости и характер всего потока отождествляется с характером верхней его части.

Однако вряд ли можно считать, что  $\frac{h_1}{h_0} \gg 1$  (см. рис. 21), так

как это было далеко не так для потока малой плотности, исследованного в лабораторных условиях. По опытам Р. Бонфийя и Ж. Годдэ (Bonnetille, Goddet, 1959), И. И. Леви и Н. П. Кулеша

Рис. 21. Схема распределения скорости в суспензионном потоке по вертикали



(1960), Г. Миддлтона (Middleton, 1966) и Л. В. Пóборчая (1967а, б), проводившимся при  $S$  от 1 до 70  $г/л$ , максимум скорости располагается в верхней половине потока. Миддлтон показал, что отношение  $\frac{h_1}{h_0}$  увеличивается с возрастом числа Фруда, а максимум скорости опускается. Однако он пишет, что по данным Харлемана  $\frac{h_1}{h_0} = \frac{f_1}{f_0}$  и, поскольку  $f_1 < f_0$ , этот максимум всегда будет находиться в верхней половине потока. К сожалению, трудно судить о величине  $\frac{h_1}{h_0}$  в потоках с высокой концентрацией твердой фракции, но можно утверждать, что и для этого случая постановка задачи по Хинце будет отражать характер лишь верхней части потока.

Для решения системы (6) Хинце полагает

$$\tau = \rho_c \varepsilon_T \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (7)$$

$$\varepsilon_T = l(u_{\max} - u_1),$$

где  $\varepsilon_T$  — коэффициент турбулентного обмена;  $l$  — путь перемешивания;  $u_{\max}$  — максимальная скорость.

В реальных потоках турбулентность явно не изотропна по вертикали (т. е.  $\varepsilon_T \neq \text{const}$ ), а является функцией  $y$  (Пóборчая, 1967б). Более справедливым приближением к реальным усло-

виям было бы введение  $\varepsilon_T$  по одной из формул полуэмпирической теории турбулентности. Однако это внесет большие трудности в решение системы (6), и поэтому допущение  $\varepsilon_T = \text{const}$  в какой-то мере оправдано. Полагая, что

$$\rho_c - \rho_b = (\rho_{исх} - \rho_b) \psi(\eta), \quad (8)$$

где  $\eta = \frac{y}{h}$  и  $\rho_{исх}$  — начальная плотность суспензии, Хинце получил из (6) с учетом (7) и (8) выражение для распределения скорости по вертикали в потоке

$$u^* = \frac{u - u_1}{u_{\max} - u_1} = \frac{1}{F(a)} \int_{\eta}^1 \frac{d\eta'}{\psi(\eta') + a} \int_0^{\eta'} \psi(\eta'') d\eta'',$$

в котором

$$F(a) = \int_0^1 \frac{d\eta'}{(\psi(\eta') + a)} \int_0^{\eta'} \psi(\eta'') d\eta''.$$

Формула для  $u_{\max}$  выглядит следующим образом:

$$u_{\max} = C \sqrt{\frac{\rho_{исх} - \rho_b}{\rho_{исх}}} h \sin \varphi, \quad (9)$$

где

$$C = \frac{1+B}{B} \left( aF(a) g \frac{h}{l} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad a = \frac{\rho_b}{\rho_{исх} - \rho_b},$$

$$B = \left( \frac{f_1}{2} \cdot \frac{h}{l} \cdot \frac{1}{\left( \frac{\partial u^*}{\partial \eta} \right)_{\eta=1}} \right)^{-\frac{1}{2}}.$$

Полученные соотношения показывают, что (9) приведена к виду, использованному в свое время Кьюеном, но с коэффициентом Шези, определенным путем решения системы (6). Величина коэффициента сопротивления на верхней границе берется по данным исследований турбулентного потока между плоскопараллельными пластинами длиной  $L$ , а именно:

$$f_1 = 0,074 \left( \frac{u_1 L}{\varepsilon_T} \right)^{-\frac{1}{5}}.$$

Для оценки  $C$  принимаются функции трех видов:

$$\begin{aligned} \psi_1(\eta) &= e^{-4\eta}, \\ \psi_2(\eta) &= e^{-4\eta^2}, \\ \psi_3(\eta) &= 1 - \eta. \end{aligned} \quad (10)$$

Далее показано, что если  $a$  изменяется от 1 до 100 (т. е.  $\rho_{\text{исх}}$  — от 2 до 1,01 г/см<sup>3</sup>), то значения  $aF(a)$  в выражении для  $C$  мало отличаются для выбранных функций (10). Предполагая, что  $\frac{h}{l} = 100$  и что

$$10 \leq \frac{L}{h} < 1000,$$

Хинце получил величину  $C$  в пределах от 280 до 560 см<sup>1/2</sup>/сек. При этом меньшее ее значение соответствует  $\rho_{\text{исх}} = 2$  г/см<sup>3</sup> и

$$\frac{L}{h} = 10.$$

Оценка коэффициента Шези в рассматриваемой работе несомненно представляет интерес, хотя полученные пределы значений  $C$  и не являются строгими вследствие ряда допущений, принятых автором. Для природных потоков мы вообще не можем судить о пределах величин  $\frac{L}{h}$  и  $\frac{h}{l}$  из-за отсутствия сведений об этих параметрах. Несмотря на все упомянутые недостатки, расчетные соотношения, полученные Хинце, заслуживают внимания, так как они, хотя бы приближенно, позволяют судить об изменении скорости по вертикали в реальных потоках, после получения информации о параметрах  $\frac{L}{h}$ ,  $\frac{h}{l}$  и  $\psi(\eta)$ .

Дж. Плапп и Дж. Митчелл (Plapp, Mitchell, 1960) рассмотрели вопрос об изменении основных параметров суспензионного потока вдоль его пути. Их исходная система уравнений имеет вид

$$\rho_b \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + \omega \frac{\partial u}{\partial y} \right) = S(x, y) g \sin \varphi + \frac{\partial \tau}{\partial y} - \rho_b \frac{\partial (u' \omega')}{\partial y};$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial y} = 0, \quad (11)$$

$$u = \omega = 0, \quad S = S_0 \quad \text{при} \quad y = 0,$$

$$u = 0, \quad S = 0 \quad \text{при} \quad y = h,$$

где  $\omega$  — составляющая скорости по  $y$ .

При этом предполагается, что концентрация взвешенных частиц мала, и поэтому в (11) вместо  $\rho_c$  введена, в первом приближении,  $\rho_b$ .

Интегрирование системы (11) по  $y$  в пределах от 0 до  $h$  дает уравнение

$$\rho_b \frac{d}{dx} \left( \int_0^h u^2(x, y) dy \right) = g \sin \varphi \int_0^h S(x, y) \cdot dy - \tau_0,$$

где  $\tau_0$  — касательное напряжение у дна.

Дальнейшее решение авторы проводят методом теории пограничного слоя, в соответствии с чем они вводят следующие предположения:

$$\begin{aligned} u &= u_{\max}(x) \cdot F(\eta), \\ S &= S_0(x) \cdot H(\eta), \\ u_{\max} &= u_{\max_i} \left( \frac{x}{x_i} \right)^a, \\ h &= h_i \left( \frac{x}{x_i} \right)^b, \\ S_0(x) &= S_{0_i} \left( \frac{x}{x_i} \right)^c, \end{aligned} \quad (12)$$

где  $x_i$  — абсцисса некоторой точки в потоке.

Профиль скорости потока  $F(\eta)$  авторы берут из неопубликованной работы Эккерта и Джонсона в виде

$$F(\eta) = \eta^{\frac{1}{7}} (1 - \eta^2). \quad (13)$$

Профиль концентрации принимается ими по данным для рек и имеет вид

$$H(\eta) = 1 - \eta^{\frac{1}{7}}. \quad (14)$$

Значение  $\tau_0$  определяется по формуле Кармана

$$\tau_0 = 0,0225 u_{\max}^2 \left( \frac{v}{u_{\max}'} \right)^{\frac{1}{4}}. \quad (15)$$

Используя соотношения (12) — (15), Плапп и Митчелл получили для случая горизонтального дна ( $\varphi=0$ )

$$\begin{aligned} u_{\max} &= u_{\max_i} \left( \frac{x_i}{x} \right), \\ h &= h_i \left( \frac{x}{x_i} \right), \\ h_i &= 0,253 \frac{v^{\frac{1}{5}} x_i^{\frac{4}{5}}}{u_{\max_i}^{\frac{1}{5}}}, \end{aligned} \quad (16)$$

где

$$x_i = \frac{u_{\max_j}(x_j - x_i)}{u_{\max_i} - u_{\max_j}}, \quad (17)$$

а индекс  $j$  относится к некоторой другой точке потока с известной скоростью  $u_{\max j}$ .

Таким образом, зная скорости в двух точках потока  $x_i$  и  $x_j$  и расстояние между ними, можно по формулам (16) и (17) рассчитать скорость и мощность потока вдоль его пути по горизонтальному дну.

Плаппом и Митчеллом были рассчитаны эти величины для суспензионного потока 1929 г. по данным Хейзенем локальным скоростям, и получилось очень хорошее совпадение рассчитанных величин скорости с наблюдаемыми на некоторых участках. Однако, несмотря на это, формулы (16) и (17) нуждаются в дальнейшей проверке, так как при их выводе авторы сделали ряд допущений, довольно сомнительных в применении к суспензионным потокам.

Р. Стонли (Stoneley, 1957) также рассматривает вопрос об изменении скорости вдоль потока. Для участка с горизонтальным дном он применяет уравнение

$$u \frac{\partial u}{\partial x} = -f_0 \frac{u^2}{h},$$

после интегрирования которого получается

$$u = u_{\text{нач}} e^{-\frac{f_0}{h} x}.$$

Таким образом, зная скорость потока в момент выхода на горизонтальное дно  $u_{\text{нач}}$ , а также  $f_0$  и  $h$ , можно оценить путь и время движения потока. Как видим, формула Стонли для  $u(x)$  существенно отличается от формулы Плаппа и Митчелла и отдавать предпочтение одной из них, не имея объективных данных о параметрах суспензионных потоков, трудно.

Интересны работы, в которых параметры суспензионных потоков оцениваются с точки зрения гипотезы автосуспензии.

Как отмечалось, эта гипотеза в настоящее время играет большую роль во всех построениях, касающихся распространения потоков на большие расстояния по поверхностям с малым уклоном, и является пока единственной, способной объяснить распространение потоков и перенос ими песчаной нагрузки в области абиссальных равнин. Сущность ее была высказана применительно к любым взвесенесущим потокам еще в 1938 г. Р. Кнаппом (Кнарр, 1938), и вновь, независимо от него и более детально, она была разработана Бэгнольдом, который применил ее к суспензионным потокам и ввел термин «автосуспензия» (Bagnold, 1956, 1962, 1963).

Пусть  $m$  — масса всех твердых частиц, находящихся в суспензии,  $\bar{u}$  — средняя скорость потока жидкости,  $\bar{v}$  — средняя скорость переноса массы твердых частиц в некотором направлении с уклоном дна  $\text{tg } \varphi$ .

Для поддержания всей массы твердых частиц в суспензии необходимо, чтобы турбулентность потока обеспечивала движение этой массы вверх хотя бы со скоростью  $\omega$ , равной скорости осаждения (гидравлической крупности) частиц данного размера. Тогда энергия, затрачиваемая в единицу времени жидкостью на поддержание твердых частиц во взвеси, будет равна

$$e_1 = \frac{\rho_T - \rho_B}{\rho_T} mg\omega,$$

где  $\rho_T$  и  $\rho_B$  — соответственно плотность твердых частиц и жидкости;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\omega$  — гидравлическая крупность частиц.

Над наклонным дном взвешенные частицы вследствие их непрерывного опускания на более низкие гравитационные уровни в процессе движения потока сообщают ему дополнительную энергию

$$e_2 = \frac{\rho_T - \rho_B}{\rho_T} mg\bar{v} \sin \varphi.$$

Таким образом, остаток энергии, который расходуется в единицу времени на движение суспензий вниз по наклонному дну, будет равен

$$\Delta e = e_2 - e_1 = \frac{\rho_T - \rho_B}{\rho_T} mg\bar{v} \left( \sin \varphi - \frac{\omega}{\bar{v}} \right).$$

Если объемная концентрация взвеси в потоке невелика ( $S < 9\%$ ), то можно считать  $\bar{v} \approx \bar{u}$  и переписать это выражение в виде

$$\Delta e = \frac{\rho_T - \rho_B}{\rho_T} mg\bar{u} \left( \sin \varphi - \frac{\omega}{\bar{u}} \right).$$

Осюда видно, что при  $\frac{\omega}{\bar{u}} < \sin \varphi$  энергии, вводимой в поток взвешенными в нем частицами, достаточно не только для их поддержания в суспензии, но и для ускорения потока в целом. В результате его емкость и концентрация частиц могут увеличиваться неограниченно. Такой режим и был назван Бэгнольдом «автосуспензией». При  $\frac{\omega}{\bar{u}} \geq \sin \varphi$  концентрация взвеси ограничена энергией самого потока жидкости. Автосуспензия обуславливает и однородное распределение частиц в жидкости, что, по данным Бэгнольда, характерно для большинства рек США; тонкозернистые наносы не концентрируются у дна, а однородно распределяются по всему потоку. В статье, опубликованной в 1962 г., Бэгнольд применил условие автосуспензии к движению мутьевых потоков, и в настоящее время оно нередко исполь-

зуется при попытках установления связей между рельефом и параметрами потока, предположительно сформировавшего данный рельеф.

Мощность, затрачиваемая потоком на преодоление сопротивления у дна, равна  $\tau_0 \bar{u}$ , где  $\tau_0$  — касательное напряжение у дна. Тогда условие его движения будет

$$(\rho_T - \rho_B) g \bar{S} h \bar{u} \sin \varphi \geq (\rho_T - \rho_B) \cdot g \bar{S} h \omega + \tau_0 \bar{u}. \quad (18)$$

Донное пограничное напряжение  $\tau_0$  Бэгнольд (1962) получает из формулы Фрэнсиса

$$\tau_0 \bar{u} = 2 \cdot 10^{-3} \rho_B \bar{u}^3. \quad (19)$$

Так как о трении на верхней границе известно мало, Бэгнольд, чтобы учесть его, использует то же уравнение (19), но с коэффициентом  $4 \cdot 10^{-3}$ . При этом (18) принимает вид

$$\frac{(\rho_T - \rho_B) g \bar{S} h (\bar{u} \sin \varphi - \omega)}{\bar{u}^3} \geq 4 \cdot 10^{-3}. \quad (20)$$

Если выполнено условие (20), то, по Бэгнольду, энергии, вводимой тангенциальной компонентой силы тяжести частиц, достаточно для поддержания потока. В случае равенства правой и левой частей выражения (20) получаем три действительных корня уравнения, два из которых имеют физический смысл и определяют тот диапазон скоростей потока, в котором его энергия равна или больше энергии, необходимой для самоподдержания суспензионного потока. Нижнее значение скорости будет соответствовать требованию сохранения частиц во взвеси ( $\bar{u} \sin \varphi = \omega$ ), верхнее — определяет ту границу скорости потока, при которой затраты энергии на пограничное трение полностью поглотят избыточную энергию потока, создаваемую взвешенными частицами.

Н. Комар (Комар, 1969) кроме условия самоподдержания суспензионного потока использует также условие поперечного наклона его поверхности при движении в канале. Система его уравнений имеет вид

$$\frac{\rho_c - \rho_B}{\rho_c} g h \frac{\bar{u} \sin \varphi - \omega}{\bar{u}^3} = (1 + \alpha) \bar{f}_0, \quad (21)$$

$$\frac{\bar{u}^2}{r} + 2\Omega \bar{u} \sin \Phi = g \frac{\rho_c - \rho_B}{\rho_c} \cdot \frac{\Delta H}{b}, \quad (22)$$

где  $\alpha = 0,43$  учитывает трение на верхней границе потока;  $\Delta H$  — разница отметок поверхности потока в поперечном сечении, приближенно равная разнице высоты валов, отложенных на краях канала;  $b$  — расстояние между валами по горизонтали;  $\Omega$  —

угловая скорость вращения Земли;  $\Phi$  — широта местности;  $r$  — радиус закругления в канале.

Выражения (21) и (22) содержат неизвестные  $\bar{u}$  и  $\rho_c$ , которые могут быть определены путем совместного решения данных уравнений. Это очень интересно, так как дает возможность определять параметры потока по морфологии канала и крупности осадка. Правда, о надежности таких расчетов говорить трудно, так как уравнение (22) предполагает, что поток уже установившийся, а (21) может и не соответствовать условию равновесия, но сама идея такого расчета несомненно представляет большой интерес.

М. Джонсон (Johnson, 1966б) несколько иначе использует гипотезу автосуспензии для получения параметров суспензионных потоков. Из условия  $\bar{u} \sin \phi - \omega = 0$  он определяет  $\bar{u}$  по данным о гидравлической крупности осадков в колонке. При этом  $\omega$  оценивается по наиболее грубым фракциям. Затем из уравнения, подобного уравнению (2), но в которое вводится еще множитель  $\left(1 - \frac{\omega}{\bar{u}}\right)$ , определяется величина  $h$ , однако уже по  $\omega$  для глинисто-песчаной фракции, содержащейся в колонке. Такой подход, на наш взгляд, дает завышенные скорости потока, так как условие  $\bar{u} \sin \phi = \omega$  предполагает наличие частиц с гидравлической крупностью  $\omega$  в суспензии, а здесь она соответствует уже осевшему материалу.

В заключение рассмотрим попытку Бая (Bay, 1971) рассчитать, исходя из условия автосуспензии, «конечный» уклон абиссальной равнины, сформированной отложениями суспензионного потока. Под «конечным» он понимает такой уклон, при котором выполнение условия автосуспензии становится невозможным и движение потока на равнине прекращается. Рассматривая два случая потока — с постоянной мощностью и с постоянной концентрацией, Бай определил для обоих величину предельного уклона около 0,001, что довольно близко к обычным уклонам абиссальных равнин, располагающихся у подножия склона. В данной работе им используются условные параметры потока и коэффициент трения, заимствованный из упомянутой статьи Комара. Собственно, этот коэффициент и является, как и следовало ожидать, основным параметром, определяющим критический уклон равнины. Бай рассчитал также предельное расстояние распространения потока по равнине (т. е. путь, на котором он отлагает осадки), оказавшееся равным около 200 км.

Мы рассмотрели почти все опубликованные по 1971 г. варианты расчета суспензионных потоков. Однако среди них нет ни одной теоретической схемы, с помощью которой можно было бы с достоверностью описать природный суспензионный поток. В расчетных соотношениях остается много неясностей при выборе величины параметров для природы (особенно при учете сопротив-

ления на границах); многие из этих соотношений, как уже отмечалось, и сами вызывают сомнения. Создается впечатление, что часто параметры для подстановки в уравнения выбираются, скорее, для оправдания предположения об очень высоких скоростях суспензионных потоков, чем для получения истинной их картины. Можно еще раз сказать, что общей теории суспензионных потоков пока нет, а осуществлены лишь отдельные теоретические разработки некоторых частных вопросов о связях между основными их характеристиками. Но результаты и этих разработок мало пригодны для практического применения, поскольку в них рассматривается установившийся процесс, в то время как природные потоки явно неустановившиеся.

Возможность использования уравнений типа уравнения Шези вызывает вполне обоснованные сомнения. В выражения Леви, а также Плаппа и Митчелла для расчета скорости потока необходимо ввести его расход, т. е. по сути ту же искомую скорость. Формулы Хинце и Войнич-Сяноженцкого хотя и требуют уточнения ряда входящих в них параметров, после таких уточнений, по-видимому, могут дать более надежные результаты для природы, чем результаты исследований других авторов. Несомненно, очень интересен энергетический подход к проблеме в работах Бэгнольда, Комара и Джонсона. Но нет уверенности, что природные потоки движутся действительно в режиме автосуспензии и тем более что он существует на всем их пути. В лабораторных условиях до сих пор автосуспензионный поток получить не удалось, хотя теоретически это и возможно.

Если средняя скорость потока все-таки может быть приближенно оценена, то вопрос об изменении ее по длине и высоте потока остается открытым и требует дальнейшего исследования. Несомненно, основной причиной несовершенства и несогласованности предлагаемых расчетных выражений является отсутствие сведений о параметрах природных потоков.

Как видим, последние два раздела данной главы мало что прибавили к пониманию явления, названного суспензионным или мутьевым потоком. Это явление, определенное нами в очень общем виде, несомненно реально в океане, но, вероятно, столь разнообразно по своим параметрам и проявлениям, что вполне возможно в будущем ожидать его подразделение на несколько качественно отличных процессов. Характеристики одного и того же потока вдоль его пути способны столь существенно изменяться, что отдельные его участки могут качественно различаться по характеру протекающих на них процессов. Трудно представить себе, чтобы один и тот же поток был способен оборвать подводный кабель на абиссальной равнине и отложить здесь же ритм тонкозернистого градационного осадка с четкой, ненарушенной нижней границей.

Возможность объяснения многих удивительных явлений в океане с помощью единого гравитационного процесса, хотя бы с

очень широким диапазоном параметров, следует считать одним из крупнейших достижений океанологии последних десятилетий. Но и через 35 лет после своего рождения гипотеза суспензионных потоков остается гипотезой. Единственный путь ее превращения в теорию — получение данных непосредственных наблюдений за мутьевыми потоками в океане. Только эти данные могут явиться основой для построения и проверки теории и только исходя из них можно будет поставить убедительные эксперименты по моделированию таких потоков. Современная техника подводных исследований позволяет поставить задачу сбора материала натуральных наблюдений за суспензионными потоками, и решение этой задачи — единственный путь к познанию, возможно, наиболее мощного и универсального литодинамического процесса в океане.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во «Введении» к книге я позволил себе остановиться на научном значении и содержании литодинамики океана. В «Заключении» останавлиюсь на другом аспекте литодинамических исследований — на их практическом значении, необходимости и возможности развития.

В ближайшие два-три десятилетия человечество, по-видимому, серьезно приступит к освоению самых разнообразных ресурсов океана. Несмотря на внедрение новых источников энергии и синтетических материалов, вряд ли отпадет потребность в минеральном сырье для металлургической и химической промышленности и в природном топливе. Увеличивающиеся трудности изыскания и добычи их на суше, с одной стороны, и развитие подводной техники — с другой, делают вполне реальной разработку этих ресурсов не только на шельфе, но и на глубинах материкового склона. Трудно сейчас предсказать, каковы будут возможности использования элементов, рассеянных в толще воды океанов, но не исключено, что в будущем окажется целесообразным выделять многие из них из морской воды и что это будет более экономично производить непосредственно в толще океана или на его дне, чем на поверхности или на берегу. Все более будет развиваться подводный морской транспорт с погрузочно-разгрузочными операциями в подводных условиях. Кажется несомненным, что недалеко время, когда человеку придется осваивать дно океана не менее интенсивно, чем он осваивал поверхность нашей планеты в течение последних 200—300 лет. Громадные площади океанического дна, таящие богатейшие запасы рудных и нерудных ископаемых, толща океанических вод с рассеянными в них миллионами тонн металлов и органического вещества, безбрежные просторы сравнительно спокойных вод — идеального транспортного пути, наконец, неизведанные еще запасы механической и тепловой энергии — все это ждет освоения, которое неизбежно начнется во все нарастающем темпе в недалеком будущем.

Уже в наши дни шельф многих морей бурно осваивается для добычи нефти и газа и начинается бурение на больших глубинах. Освоены многие прибрежные россыпные месторождения

шельфа вдоль берегов почти всех континентов и подсчитывается экономическая целесообразность добычи марганцевых конкреций с больших глубин. Человек научился работать под водой на глубине до 150 м, выполняя задачи по сборке и ремонту оборудования, бурению, прокладке и сварке трубопроводов. Все более сложные и дорогие конструкции погружаются человеком на дно океана, и недалеко время, когда по крайней мере на шельфе строительство и монтаж в подводных условиях станут столь же обычными, как на суше. Но суша осваивается уже многие тысячи лет, и вряд ли можно встретить на любых широтах условия, которые не были бы нам известны, хотя иногда и они изучены еще далеко не достаточно. Необходимо знать, что нас ожидает не только раз в сто лет, но и значительно реже в любой точке нашей планеты на суше и в море. Даже в такой хорошо освоенной части земной поверхности, как береговая зона, из-за недостаточного знания законов природы порой гибнут тысячи людей и наносится огромный материальный ущерб. Так что же ждет нас на дне океана при все более интенсивном освоении его богатств?

На страницах этих «Очерков» я попытался рассказать то немногое, что известно пока о литодинамических процессах на дне океана. Думаю, и из этого немногого можно заключить, что условия для работы инженерных конструкций в условиях океанического дна будут далеко не столь спокойными, как это представлялось лет сто назад. Конечно, и сейчас можно наметить более спокойные его области, но можно предполагать, что не их придется осваивать в первую очередь.

В последние годы значительно усилились исследования динамики дна на шельфе Северного моря. В эти исследования включились нефтяные компании, для которых бурение на шельфе сулит громадные выгоды, но грозит и многими убытками в силу сложности и неясности литодинамических условий. Недавно В. Кэстон в своей статье (Caston, 1969) довольно подробно рассказала о договоре, заключенном между океанографическими институтами Англии и восемью нефтяными компаниями, осваивающими под бурение английский шельф. Эти работы благодаря их интенсивному развитию обещают в ближайшие годы дать больше, чем дали аналогичные исследования в Северном море за 30 лет. В программе указанных исследований — районирование шельфа между английскими и голландскими берегами с точки зрения литодинамических условий, определение районов возможного формирования песчаных волн и изучение их динамики, исследование придонных течений. Одновременно исследуются инженерно-геологические свойства грунтов шельфа. Аналогичные работы разворачиваются в Мексиканском заливе и у берегов Аляски. Чрезвычайно интенсивно начинается освоение шельфа в Японии, проводящееся на уровне государственной проблемы. Ведется разведка на нефть на шельфах Индии и Па-

кистана. Для многих государств россыпные месторождения шельфа являются единственным источником ценных металлов. С каждым годом для освоения таких месторождений привлекается все больше сил и средств во всех развитых странах, даже располагающих еще достаточными запасами металлов на суше (например, Канада и США). Это — уже сегодняшний день геологических и инженерных задач литодинамики шельфа.

Все более популярным становится в последние годы призыв к переходу в океан «от охоты к земледелию», к освоению шельфа для культивирования полезных растений. Осуществление такой программы неизбежно повлечет за собой возникновение «подводного почвоведения» и потребность в решении ряда биологических задач литодинамики, в том числе, например, проблемы эрозии подводных почв.

На суше в течение тысячелетий осваивались в первую очередь районы, наиболее удобные, безопасные и знакомые человеку. Не то ждет нас на дне океана — там нет хорошо знакомых и привычных районов, в которых многие поколения уже наблюдали все типичные для этих районов процессы. Освоение дна океана потребует сразу громадных усилий и средств, соответственно и потери могут оказаться неожиданными и грандиозными. Избежать их, подготовиться к тому, что ждет нас на новой океанской целине, — вот чему должна помочь литодинамика океана, помимо своей основной научной задачи и многих задач, решения которых ждут другие науки. Но если решение научных задач, пока они еще не служат непосредственно практическим целям, можно вести неторопливо и обстоятельно, то решение задач, необходимых для инженерной деятельности в океане уже в ближайшие годы, не терпит отлагательства. И главным вопросом, на который должна ответить литодинамика инженерам завтрашнего дня, будет вопрос о мощности возможных в том или ином районе перемещений осадков, интенсивности изменения рельефа и состава донных грунтов, в первую очередь на шельфе и на материковом склоне. К сожалению, мы еще очень далеки от возможности ответить на эти вопросы даже для простейших случаев, применительно к шельфу.

У литодинамики океана нет того резерва, на который опирается множество наук о Земле, когда речь идет о процессах на суше — материала многих лет наблюдений, хотя бы еще и не сведенных в надежные закономерности. И вряд ли есть возможность ждать накопления таких наблюдений. Остается единственный путь — интенсивное исследование самих процессов, познание их закономерностей и связей с множеством факторов, действующих в океане. Литодинамику океана надо развивать сразу всеми средствами и в кратчайший срок, как строгую физическую науку, способную давать количественные прогнозы высокой надежности, отвечающие серьезности и ответственности тех задач техники, которые эти прогнозы должны обслуживать.

В «Очерках» довольно много говорилось о возможных путях дальнейших исследований. Здесь я хочу лишь подчеркнуть, что эти исследования имеют далеко не академический характер и что нет времени ждать, когда в спокойной обстановке саморазвития нашей науки выяснятся основные закономерности изучаемых явлений. Знание таких закономерностей для шельфа нужно уже сегодня, а завтра оно будет необходимо для материкового склона, его подножия и подводных каньонов.

Уже неоднократно говорилось, что путь к познанию этих закономерностей лежит прежде всего через организацию стационарных натуральных исследований в тех областях океана, где такие исследования возможны. На шельфе и в верхней части склона это могут быть подводные исследования, глубже — исследования на постоянных полигонах, проводимые с судов и с помощью автономных донных станций. Аппаратура и методика таких исследований для многих направлений уже ясны, и дело только в организации и средствах. Для других направлений необходимы дополнительные проработки в лабораториях и в природе, прежде чем удастся разработать соответствующие методы и приборы. Вероятно, для всех предстоящих исследований, учитывая их первоочередную и основную задачу — получение количественных связей между параметрами процессов и определяющими их факторами, можно дать одну общую рекомендацию: эти исследования должны быть организованы в наиболее благоприятных условиях, быть может, очень далеких от экстремальных природных, но обеспечивающих надежность результатов, стабильность условий эксперимента и возможность длительного наблюдения. Такие условия мы можем найти не в океане, а прежде всего в наших внутренних морях. Так, Черное море по разнообразию своих литодинамических и геоморфологических ландшафтов, по сравнительно резким переходам от одних ландшафтов к другим на небольшом протяжении береговой линии, по доступности и удобству организации работ является естественной лабораторией, в которой можно изучить в малом масштабе почти все литодинамические процессы. Несколько более суровой, но столь же отличной лабораторией для изучения литодинамики шельфа, а в некоторой мере и материкового склона приливных морей и океана является Белое море. Конечно, в этих морях нельзя изучить такие процессы, как, например, воздействие устойчивых донных течений, переносящих материал на тысячи километров и отлагающих его в виде подводных аккумулятивных хребтов. Но исследование всех явлений, описанных в главах I, III IV, может быть доведено в этих морях до получения необходимых количественных зависимостей.

Данная книга была написана в период 1968—1971 гг. — в годы бурного развития работ по освоению глубин океана и массового внедрения автономных приборов и методов непосредственного наблюдения и измерения с помощью подводных

лодок, батискафов и подводных обитаемых лабораторий в изучение донной контактной зоны. Особенно бурно эти работы развивались и продолжают развиваться на шельфе. К 1971 г., преимущественно на шельфе, работали уже десятки подводных аппаратов и различными исследовательскими организациями и фирмами было осуществлено множество погружений человека в глубины океана, вплоть до максимальных. Накопление материала наблюдений и развитие их методики идет столь быстрым темпом, что далеко опережает возможность анализа получаемых сведений. Все это приводит к тому, что любая попытка обобщения накопленных материалов и представлений в этой области неизбежно отстает от темпов развития исследований. Однако, отставая от появления новых материалов наблюдений и разработки новых методов, такие обзорные работы все же могут способствовать систематизации накопленных сведений и планированию дальнейших исследований.

- Айбулатов Н. А.* О динамике наносов в нижней части береговой зоны. — Труды СоюзморНИИпроекта, вып. 20 (26), 1968.
- Айбулатов Н. А., Орвику К. К.* О возможности геологических исследований из подводной лаборатории «Черномор». — Изв. АН Эст. ССР, химия, геология, т. 20, № 2, 1971.
- Аксенов А. А.* О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., «Наука», 1972.
- Анциферов С. М.* Экспериментальное исследование перемещения наносов течением. — Канд. дисс., МГУ, 1968.
- Анциферов С. М.* О механизме образования песчаных волн. — Метеорология и гидрология, № 3, 1969.
- Анциферов С. М., Косьян Р. Д., Лонгинов В. В.* Экспериментальное исследование перемещения наносов под действием волнения и спутного течения. — Труды СоюзморНИИпроекта, вып. 34 (40), 1972.
- Анциферов С. М., Шуляк Б. А.* О некоторых закономерностях переноса твердой фазы поступательным потоком. — Второй Междунар. океаногр. конгр., тезисы докладов. М., «Наука», 1966.
- Архангельский А. Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, № 1—2, 1930.
- Барковская М. Г.* Закономерности распределения донных осадков на шельфе советских берегов Черного моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 53, 1961.
- Виноградова В. И., Масс Е. И.* О кинематической структуре придонного слоя потока при наличии поверхностных волн. — Труды ЗакНИГМИ, вып. 32 (38), 1969.
- Войнич-Сяноженецкий Т. Г.* Уравнение гидравлики наносонесущих потоков в руслах с деформируемыми границами. — Труды ЗакНИГМИ, вып. 32 (38), 1969.
- Галанов Л. Г.* О процессах, протекающих в вершинах подводных каньонов юго-восточной части Черного моря. — В сб.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., «Наука», 1972.
- Горькова И. М.* Теоретические основы оценки осадочных пород в инженерно-геологических целях. М., «Наука», 1966.
- Гутенберг Б., Рихтер К.* Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948.
- Данелия Р. Г.* Результаты опытов по определению пригружающего влияния глубины потока. — Труды Груз. н.-и. ин-та гидротехн. и мелиорации, вып. 22, 1963.
- Дранников А. М.* Оползни — типы, причины образования, меры борьбы. Киев, 1956.
- Егоров Е. Н., Галанов Л. Г.* Об уходе прибрежных наносов в подводные каньоны. — Океанология, т. VI, вып. 1, 1966.
- Зенкевич Н. Л.* Атлас фотографий дна Тихого океана. М., «Наука», 1970.
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Знаменская Н. С.* Грядовое движение наносов. Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Зубкова Н. Д.* Схема дрейфовых течений в прибрежной зоне моря над пологим дном в зависимости от направления и скорости ветра. — Труды Мор. гидр. ин-та АН СССР, т. 15, 1959.

- Зубов Н. Н.* Динамическая океанология. М.—Л., Гидрометеиздат, 1947.
- Ильин А. В., Лисицын А. П.* О происхождении подводных каньонов в связи с особенностями их распространения в Атлантическом океане.— Докл. АН СССР, т. 183, № 3, 1968.
- Каплин П. А.* Водолазные исследования вершин подводных каньонов.— Океанология, т. 1, вып. 6, 1961.
- Коробова И. Я.* Анализ деформаций бара в районе Клайпедского порта.— Труды СоюзморНИИпроекта, вып. 20 (26), 1968.
- Коробова И. Я.* Деформация рельефа прибрежной зоны и ее влияние на заносимость поддонного канала порта Клайпеда.— В сб.: Новые исследования береговых процессов. М., «Наука», 1972.
- Кулеш Н. П.* Экспериментальное изучение основных характеристик донных потоков, образующихся в водохранилищах.— Изв. Высш. учебн. завед. МВО СССР, разд. строит. и архитект., № 8. Новосибирск, 1959.
- Леви И. И.* Теория донных потоков в водохранилищах.— Изв. ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, вып. 62, 1959.
- Леви И. И., Кулеш Н. П.* Изучение донных потоков, образующихся в водохранилищах при неравномерном и неустановившемся режиме движения.— Труды Ленингр. политехн. ин-та, разд. гидротехн. № 10, 1960.
- Леонтьев О. К.* Дно океана. М., «Мысль», 1968.
- Леонтьев О. К., Лонгинов В. В.* Геодинамика, литодинамика, морфодинамика и динамическая геоморфология.— Геоморфология, вып. 3, 1972.
- Лонгинов В. В.* Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лонгинов В. В.* Определение концентрации песчаных взвесей в береговой зоне при волнении фотозлектрическим методом.— Труды СоюзморНИИпроекта, вып. 20 (26), 1968.
- Лонгинов В. В., Аксенов А. А.* Литодинамика моря, ее содержание, задачи и перспективы.— Океанология, т. VIII, вып. 4, 1968.
- Маев Е. Г.* Подводные оползни и отложения суспензионных потоков на дне Южного Каспия.— Океанология, т. IV, вып. 2, 1964.
- Медведев В. С.* Об изучении роли приливов в динамике береговой зоны.— Океанология, т. IV, вып. 2, 1964.
- Менард Г.* Геология Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Невесский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Петелин В. П.* Осадкообразующая деятельность суспензионных потоков.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 3, 1957.
- Пиджингер Д., Гэтж П., Томпсон У.* Измерения придонных течений в вершине подводного каньона Монтерей.— Второй Междунар. океаногр. конгресс. тезисы докладов. М., «Наука», 1966.
- Пиккар Ж., Дитц Р.* Глубина семь миль. М., ИЛ, 1963.
- Поборчая Л. В.* Лабораторное исследование движения илистой суспензии.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1955.
- Поборчая Л. В.* Лабораторное исследование скоростного и плотностного полей суспензионного потока.— Вест. МГУ, География, № 2, 1967а.
- Поборчая Л. В.* Экспериментальное исследование динамических характеристик суспензионного потока.— Канд. дисс. МГУ, 1967б.
- Пыркин Ю. Г.* Измерение распределения скоростей течений в Атлантическом океане.— Изв. АН СССР, серия физ. атмосферы и океана, т. 2, № 12, 1966.
- Пыркин Ю. Г., Пивоваров А. А., Хунджуа Г. Г.* О колебательных движениях воды в придонных слоях Черного моря.— Изв. АН СССР, серия физ. атмосферы и океана, т. 4, № 2, 1968а.
- Пыркин Ю. Г., Пивоваров А. А., Хунджуа Г. Г.* О придонных течениях на больших глубинах в Черном море.— Докл. АН СССР, т. 179, № 3, 1968б.
- Сафьянов Г. А.* Седиментация в береговой зоне и подводные каньоны.— Вестн. МГУ, География, № 4, 1968.
- Сафьянов Г. А.* Подводные каньоны и мутьевые потоки.— В сб.: Комплексное исследование океана, вып. 1, Изд-во МГУ, 1970.

- Страйд А. Х.* Периодический и случайный перенос песка в Северном море.— Нефть и море, т. 1, М., «Недра», 1967.
- Терцаги К., Пек Р.* Механика грунтов в инженерной практике. М., 1958.
- Титов В. Б., Осадчий А. С.* К изучению структуры слоя придонного трения у отлогого берега.— Физика атмосферы и океана, т. 3, № 10, 1967.
- Тримонис Э. С., Шимкус К. М.* Об осадконакоплении в вершине подводного каньона.— Океанология, т. X, вып. 1, 1970.
- Чухотин П. С., Медведев В. С., Лонгинов В. В.* Песчаные волны и гряды на дне океана.— Океанология, т. XII, вып. 3, 1972.
- Шадрин И. Ф.* Течения береговой зоны бесприливного моря. М., «Наука», 1972.
- Шепард Ф.* Геология моря. Л., Гидрометеониздат, 1969.
- Шуляк Б. А.* Некоторые вопросы взаимодействия волнового потока с деформируемым дном при малых скоростях.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961.
- Шуляк Б. А.* Перенос твердых частиц потоками жидкости и газа.— Океанология, т. X, вып. 6, 1970.
- Шуляк Б. А.* Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. М., «Наука», 1971.
- Allen G., Deresseguiet A., Klingebiel A.* Evolution des structures sédimentaires sur un banc sableux d'estuaire en fonction de l'amplitude des marées.— C. r. Acad. sc. Paris, ser. D. t. 269, N 22, 1969.
- Allen G. P., Castaing P., Klingebiel A.* Preliminary investigation in the Cap-Breton canyon (SW France) and the surrounding continental shelf.— Marine Geol., v. 10, N 5, 1971.
- Allen J. R. L.* A review of the origin and the characteristics of recent alluvial sediments.— Sedimentology, v. 5, N 2, 1965.
- Allen J. R. L.* The nature and origin of bed-form hierarchies.— Sedimentology, v. 10, N 3, 1968.
- Allen J. R. L.* The paths of grains through wave-like bed forms.— Geol. en mijnbouw, bd. 48, N 1, 1969.
- Allen J. R. L.* A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits.— Sedimentology, v. 14, N 1/2, 1970.
- Allen J. R. L.* Mixing at turbidity current heads, and its geological implication.— J. Sediment. Petrol., v. 41, N 1, 1971.
- Andresen A., Bjerrum L.* Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt.— Mar. Geotechn. Internat. Res. Conf. Proc. Urbana Univ., Illinois press, 1967.
- Anikouchine W. A., Ling H. Y.* Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific region.— Marine Geol., v. 5, N 2, 1967.
- Bagnold R. A.* The flow of cohesionless grains in fluids.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, v. 249, p. 235, 1956.
- Bagnold R. A.* Autosuspension of transported sediments; turbidity currents.— Proc. Roy. Soc. London, ser. A, v. 265, N 1322, 1962.
- Bagnold R. A.* Mechanics of marine sedimentation. In «The Sea», v. 3. N. Y., London, 1963.
- Ballade P.* Etude des fonds sableux en Loire maritime, nature et évolution des rides.— Bull. Comité Central Oceanogr., N 4, 1953.
- Beckner C. F.* Dwica versus Savonius Rotor.— Geomarine Technology, v. 2, N 3, 1966.
- Beer R. M., Gorsline D. S.* Distribution, composition and transport of suspended sediment in Redondo submarine canyon and vicinity California.— Marine Geol., v. 10, N 3, 1971.
- Belderson R. H., Laughton A. S.* Correlation of some Atlantic turbidites.— Sedimentology, v. 7, N 2, 1966.
- Belderson R. H., Stride A. H.* Tidal currents fashioning of a basal bed.— Marine Geol., v. 4, N 4, 1966.
- Belderson R. H., Stride A. H.* Tidal currents and sandwave profiles in the North Eastern Irish Sea.— Nature, v. 222, N 5188, 1969.

- Bell H. S.* Density currents as agent for transporting sediments.— *J. Geol.*, v. 50, N 5, 1942.
- Bellaiche G., Pautot G.* Quelques observations morphologiques et sédimentologiques effectuées à bord du bathyscaphe «Archimède» au large des Maures et de l'Esterel.— *Bull. Soc. géol. France*, ser. 7, t. 8, N 5, 1966.
- Benest H.* Submarine gullies, river outlets and fresh-water escapes beneath the sea level.— *Geogr. J.*, v. 14, N 4, 1899.
- Berthois L., Brenot R., Auffret G., Buit M.* Note sur la dynamique des ensembles sableux de la Manche orientale.— *C. r. Acad. sci. Paris*, ser. D, t. 266, N 19, 1968.
- Bonnefille R., Goddet J.* Etude des courants de densité en canal.— 8-th Congr. I. A. H. R., Montréal, v. 2, 1959.
- Bonnefille R., Pernecker L.* Etude théorique et expérimentale du transport littoral.— *Bull. Direct. et rech. electr. France*, ser. A, N 3, 1967.
- Bouma A. H.* Sedimentology of some Flysh Deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 1962.
- Bouma A. H., Shepard F. P.* Large rectangular cores from submarine canyons and fan valleys.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 48, N 2, 1964.
- Bourcart J.* Les sables profonds de la Méditerranée occidentale.— In «Turbidites» (Developm. in Sedimentology, v. 3). Amsterdam, 1964.
- Bramlette M. N., Bradley W. H.* Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Papers*, N 196-A, 1940.
- Bretschneider C. L.* Storm surges. In «Advances in Hydrosience», v. 4. N. Y., London Acad. Press, 1967.
- Bruun P.* Migrating sand waves or sand humps.— *Coast. Eng. 5-th Conf. Proc.*, Univ. of Calif., 1955.
- Bruun P.* Sea level rise as a cause of shore erosion.— *J. Waterways and Harbour Divis. ASCE*, v. 88, N 1, 1962.
- Bruun P.* Offshore dredging — influence on beach and bottom stability. Dock a Harbour Auth., N 530, 1964.
- Buffington E. C.* Experimental turbidity currents on the sea floor.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 45, N 8, 1961.
- Bye J. A.* The slope of abyssal plains.— *J. Geophys. Res.*, v. 76, N 18, 1971.
- Cahiers Oceanogr.*, v. 14, N 8, p. 542, 1962.
- Carruthers J. N.* Measurement of ocean bed currents.— *Nature*, v. 195, N 4845, 1962.
- Carruthers J. N.* History, sand waves and near-bed currents of La Chapelle Bank.— *Nature*, v. 197, N 4871, 1963.
- Cartwright D. E.* On submarine sand waves and tidal leewaves.— *Proc. Roy. Soc.*, ser. A, v. 253, p. 218, 1959.
- Cartwright D. E., Stride A. H.* Large sand waves near the edge of the continental shelf.— *Nature*, v. 181, N 4601, 1958.
- Cartwright D. E., Woods A. J.* Measurements of upper and lower tidal currents at Banc de La Chapelle. *Dtsch. Hydrogr. Z.*, Jg. 16, H. 2, 1963.
- Caston V. N. D.* Localized sediment transport and submarine erosion in Tremadoc Bay, Northern Wales.— *Marine Geol.*, v. 3, N 6, 1965.
- Caston V. N. D.* Industrial and scientific cooperation in research,— a practical example. *Hydrospace*, v. 2, N 1, 1969.
- Chang Y. L.* Laboratory investigations of flume traction and transportation.— *Trans. Amer. Soc. Civil Engrs.*, v. 104, p. 1246, 1939.
- Channon R. D., Hamilton D.* Sea bottom velocity profiles on the continental shelf south-west of England.— *Nature*, v. 231, p. 5302, 1971.
- Clay C. S.* On the existence of bottom corrugations in the Blake-Bahama Basin.— *J. Geophys. Res.*, c. 69, N 2, 1964.
- Cotton de Bennetot M.* Etude sédimentologique et morphologique de l'estuaire du Goayan (Finistère).— *Cahiers Océanogr.*, v. 21, N 4, 1969.
- Cousteau J.* «Calypso» explores an undersea canyon.— *Nat. Geogr. Mag.*, v. 113, N 3, 1958.

- Curry J. R., Moore D. G., Belderson R. N., Stride A. H.* Continental margin of Western Europe: slope progradation and erosion.— *Science*, v. 154, N 3746, 1966.
- Daly R. A.* Origin of submarine canyons.— *Amer. J. Sci.*, ser. 5, v. 31, N 186, 1936.
- Dangeard L., Larssonneur Cl., Migniot C.* Les courants de turbidité, les coulées boueuses et les glissements: résultats d'expérience.— *C. r. Acad. sci. Paris*, ser. D, v. 261, N 10, 1965.
- Deep-Sea photography. Baltimor, 1967.
- Dietz R. S.* Wave-base, marine profile of equilibrium and wave-built terraces — a critical appraisal.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, N 9, 1963.
- Dill R. F.* Sedimentation and erosion in Scripps Canyon Head. In «Papers in Marine Geology». N. Y., 1964a.
- Dill R. F.* Features in the heads of submarine canyons; narrative of underwater film. In «Deltaic and shallow marine deposits» («Developm. in Sedimentology», v. 1) Amsterdam, 1964b.
- Dill R. F.* Erosion in the head of La Jolla Submarine Canyon. *Proc. 11-th Pacific Sci. Congr. Tokyo*, p. 286, 1966.
- Dill R. F.* Earthquake effects on fill of Scripps submarine Canyon.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 2, 1969.
- Dingle R. V.* Sand waves in the North sea mapped by continuous reflection profiling.— *Marine Geol.*, v. 3, N 6, 1965.
- Donovan D. T., Stride A. H.* Erosion of a rock floor by tidal sand stream.— *Geol. Mag.*, p. 393, 1961.
- Dott R. J.* Dynamics of subaqueous gravity depositional processes.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 47, N 1, 1963.
- Doxsee W. W.* The Grand Banks earthquake.— *Publ. Domin. Observ. Ottawa*, v. 7, N 7, 1948.
- Drapeau G.* Sand waves on Browns Bank observed from the «Shelf Diver».— *Maritime Sediment*, v. 6, N 3, 1970.
- Draper L.* Wave activity at sea bed around northwestern Europe.— *Marine Geol.*, v. 5, N 2, 1967.
- Duplaix M. S., Nesteroff W. D., Heezen B. C.* Minéralogie comparée des sédiments du Tage et de quelques sables profonds de la plaine abyssale.— *Deep-Sea Res.*, v. 12, N 2, 1965.
- Einstein H. A., Krone R. B.* Estuarial sediment transport patterns.— *Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs.*, *J. Hydraul. Divis.*, v. 87, N HY-2, pt 1, 1961.
- Einstein H. A., Krone R. B.* Experiment to determine modes of cohesive sediment transport in salt water.— *J. Geophys. Res.*, v. 67, p. 1451, 1962.
- Eitrem S., Ewing M., Thorndike E.* Suspended matter along the continental margin of the North American Basin.— *Deep-Sea Res.*, v. 16, N 6, 1969.
- Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C.* Deep-sea sands and submarine canyons.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 62, N 8, 1951.
- Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C.* Atlantic deep-sea sediment cores.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 72, N 2, 1961.
- Evans O. F.* Ripple marks as an aid in determining depositional environment and rock sequence.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 19, N 2, 1949.
- Ewing M., Hayes D. E., Thorndike E. M.* Corehead camera for measurement of currents and core orientation.— *Deep-Sea Res.*, v. 14, N 2, 1967.
- Ewing M., Thorndike E. M.* Suspended matter in deep ocean water.— *Science*, v. 147, N 3663, 1965.
- Ewing M., Woollard G. P., Vine A. C., Worzel J. L.* Recent results in submarine geophysics.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 57, N 10, 1946.
- Faller A. J.* The generation of Langmuir circulations by the eddy pressure of surface waves.— *Limnol. and Oceanogr.*, v. 14, N 4, 1969.
- Felix D. W., Gorsline D. S.* Newport submarine canyon, California: an example of the effect of shifting loci of sand supply upon canyon position.— *Marine Geol.*, v. 10, N 3, 1971.
- Fleming N. C., Stride A. H.* Basal sand and gravel patches with separate indications of tidal current and storm-waves paths near Plymouth.— *J. Marine Biol. Assoc. U. K.*, v. 47, p. 433, 1967.

- Forel F. A.* Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires. C. r. Acad. sci. Paris, v. 101, p. 725, 1885.
- Forel F. A.* Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le lac Léman.—Bull. Soc. Vaudoise sci. natur., v. 23, p. 85, 1887.
- Fox P. J., Heezen B. C., Harian A. M.* Abyssal anti-dunes.—Nature, v. 222, N 5166, 1968.
- Fukushima N., Kashiwamura M.* Field investigation of suspended sediment by the use of bamboo samplers.—Coast. Engng in Japan, v. 2, 1959.
- Gennesseaux M., Guibout P., Lacombe H.* Enregistrement de courants de turbidité dans la vallée sou-marine du Var (Alpes-Maritimes).—C. r. Acad. sci. Paris, Ser. D, t. 273, N 25, 1971.
- Giresse P.* Turbidité des eaux de mer et dynamique des particules fines du Nord Cotentin.—Cahiers océanogr., v. 20, N 7, 1968.
- Glangeaud L., Bellaïche G., Gennesseaux M., Paulot G.* Phénomènes pelliculaires et épidermiques du rch Bourcart (Golfe du Lion) et de la mer Hespérienne.—C. r. Acad. sci. Paris, ser. D, t. 267, N 13, 1968.
- Gorsline D. S.* Submarine canyons: an introduction.—Marine Geol., v. 8, N 3/4, 1970.
- Gorsline D. S., Emery K. O.* Turbidity current deposit in San Pedro and Santa Monica Basins of Southern California.—Bull. Geol. Soc. America, v. 70, N 3, 1959.
- Gould H. R.* Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity current. In «Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water».—Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., N 2, 1951.
- Groen P.* On the residual transport of suspended matter by an alternating tidal current.—Netherl. J. Sea Res., v. 3, N 4, 1967.
- Groot A. J.* Origin and transport of mud (fraction  $<16 \mu$ ) in coastal waters from the Western Scheldt to the Danish frontier. In «Deltaic and shallow marine deposits» («Developm. in Sedimentology», v. 1), Amsterdam, 1964.
- Guilcher A.* Present time trends in the study of recent marine sediments and in marine physiography.—Marine Geol., v. 1, 1964.
- Guy H. P., Simons D. B., Richardson E. V.* Summary of alluvial channels data from flume experiments 1956—61.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, N 462—1, 1966.
- Hadley M. L.* Wave induced bottom currents in the Celtic Sea.—Marine Geol., v. 2, N 1—2, 1964a.
- Hadley M. L.* The Continental Margine southwest of the English Channel.—Deep-Sea Res., v. 11, N 5, 1964b.
- Harms J. C.* Hydraulic significance of some sand ripples.—Bull. Geol. Soc. America, v. 80, N 3, 1969.
- Harvey J. G.* Large sand waves in the Irish Sea.—Marine Geol., v. 4, N 1, 1966.
- Heezen B. C.* Turbidity currents from the Magdalena River, Colombia.—Bull. Geol. Soc. America, v. 66, N 12, 1955.
- Heezen B. C.* Corrientes de turbidez del Rio Magdalena.—Bol. Soc. geogr. Colombia, v. 51—52, p. 135, 1956.
- Heezen B. C.* 1908. Messina earthquake, tsunami and turbidity current. (Abstr.).—Bull. Geol. Soc. America, v. 68, p. 1743, 1957.
- Heezen B. C.* Deep-sea erosion and unconformities.—J. Geol., v. 67, N 6, 1959.
- Heezen B. C.* Turbidity currents. In «The Sea», v. 3. N.-Y., London., 1963.
- Heezen B. C., Bunce E. T., Hersey J. B., Tharp M.* Chain and Romanche fracture zones.—Deep-Sea Res., v. 11, N 6, 1964.
- Heezen B. C., Drake C. L.* Grand Banks Slump.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 48, N 2, 1964.
- Heezen B., Ericson D. B., Ewing M.* Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks Earthquake.—Deep-Sea Res., v. 1, N 4, 1954.
- Heezen B. C., Ewing M.* Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks Earthquake.—Amer. J. Sci., v. 250, N 12, 1952.
- Heezen B. C., Ewing M.* Orleansville earthquake and turbidity currents.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 39, N 12, 1955.

- Heezen B. C., Ewing M., Ericson D. B.* Reconnaissance survey of the abyssal plain south of Newfoundland.— *Deep-Sea Res.*, v. 2, N 2, 1954.
- Heezen B. C., Ewing M., Johnson G. L.* The Gulf of Corinth floor.— *Deep-Sea Res.*, v. 13, N 3, 1966.
- Heezen B. C., Glass B., Menard H. W.* The Manihiki Plateau.— *Deep-Sea Res.*, v. 13, N 3, 1966.
- Heezen B. C., Hollister C.* Deep-sea current evidence from abyssal sediment.— *Marine Geol.*, v. 1, N 2, 1964.
- Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.* Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents.— *Science*, v. 152, N 3721, 1966.
- Heezen B. C., Johnson G. L.* A moated knoll in the Canary Passage.— *Dtsch. Hydrogr. Z.*, Bd. 16, p. 269, 1963.
- Heezen B. C., Johnson G. L.* Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar.— *Bull. Inst. oceanogr. Monaco*, v. 67, N 1382, 1969a.
- Heezen B. C., Johnson G. L.* Alaskan submarine cables: a struggle with a harsh environment.— *Arctic*, v. 22, N 4, 1969b.
- Heezen B. C., Menzies R. I., Schneider E. D., Ewing M., Granelli N. C.* Congo submarine canyon.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 48, N 7, 1964.
- Heezen B. C., Nafe J. E.* Vema trench, western Indian Ocean.— *Deep-Sea Res.*, v. 11, N 1, 1964.
- Heezen B. C., Schneider E. D., Pilkey O. H.* Sediment transport by the Antarctic bottom current on the Bermuda Rise.— *Nature*, v. 211, N 5049, 1966.
- Heim A.* Rezentе and fossile subaquatische Rutschungen.— *Neues Jahrb. Mineral. Geognosie, Geol. und Paläontol.*, Bd. 2, 1908.
- Henkel D. J.* The role of wave in causing submarine landslides. *Geotechnique*, v. 20, N 1, 1970.
- Hinze J. O.* On the hydrodynamics of turbidity currents.— *Geol. en mijnbouw*, bd. 39, N 1, 1960.
- Hodgson E. A., Doxsee W. W.* The Grand Banks earthquake.— *Seismol. Soc. America East. Sect. Proc.*, p. 72, 1930.
- Hollister C. D., Elder R. B.* Contour currents in the Weddell Sea.— *Deep-Sea Res.*, v. 16, N 1, 1969.
- Homma M., Horikawa K., Kajima R.* A study on suspended sediment due to wave action.— *Coast. Engng in Japan*, v. 8, 1965.
- Horn D. R., Ewing M., Delach M. N., Horn B. M.* Turbidites of the northeast Pacific.— *Sedimentology*, v. 16, N 1/2, 1971.
- Houbolt J. J.* Recent sediments in the Southern bight of the North Sea.— *Geol. en mijnbouw*, bd. 47, N 4, 1968.
- Houtz R. E., Wellman H. W.* Turbidity current at Kadavu Passage, Fiji.— *Geol. Mag.*, v. 99, N 1, 1962.
- Hubert J. F.* Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents.— *J. Geol.*, v. 72, N 6, 1964.
- Hulsemann J.* Morphology and origins of sedimentary structures on submarine slopes.— *Science*, v. 161, N 3836, 1968.
- Hurley R. J.* Analysis of flow in Cascadia deep-sea channel.— In: «*Papers in Marine Geology*». N. Y., 1964.
- Inman D. L.* Sediments: Physical properties and mechanics of sedimentation. In «*Shepard F. «Submarine Geology*». N. Y., 1963.
- Inman D. L., Tait R. J., Nordstrom C. E.* Mixing in the surf zone.— *J. Geophys. Res.*, v. 76, N 15, 1971.
- Isaacs J. D., Ried J. L., Schick G.* Near-bottom currents measured in 4-km depth off the Baja California coast.— *J. Geophys. Res.*, v. 71, N 18, 1966.
- Johnson D.* The origin of submarine canyons. N. Y., 1939.
- Johnson D. A., Johnson T. C.* Sediment redistribution by bottom currents in the Central Pacific. *Deep-Sea Res.*, v. 17, N 1, 1970.
- Johnson G. L., Heezen B. C.* Natural hazards to submarine cables.— *Ocean Engng*, v. 1, N 5, 1969.
- Johnson G. L., Schneider E. D.* Depositional ridges in the North Atlantic.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 6, N 6, 1969.

- Johnson M. A.* Physical oceanography: turbidity currents.— *Sci. Progr.* (London), v. 50, N 198, 1962.
- Johnson M. A.* Application of theory to an Atlantic turbidity-current path.— *Sedimentology*, v. 7, N 2, 1966a.
- Johnson M. A.* Turbidity currents.— *Sci. J.* (London), v. 2, N 1, 1966b.
- Johnson M. A., Stride A. H.* Geological significance of North Sea sand transport rates.— *Nature*, v. 224, N 5223, 1969.
- Jones N. S., Kain J. N., Stride A. H.* The movement of sand waves on Warth Bank, Isle of Man.— *Marine Geol.*, v. 3, N 5, 1965.
- Jopling A. J.* Laboratory study of sorting processes related to flow separation.— *J. Geophys. Res.*, v. 69, N 16, 1964.
- Jordan G. F.* Large submarine sand waves.— *Science*, v. 136, N 3519, 1962.
- Julien A.* Influence du séisme d'Orléansville sur les câbles de la Méditerranée.— *Bull. Inform. Comité Central océanogr. et études des côtes*, v. 7, ann. 5, 1955.
- Kachel N. B., Sternberg R. W.* Transport of bedload as ripples during an ebb current.— *Marine Geol.*, v. 10, N 4, 1971.
- Keulegan G. H.* Interface mixing in arrested saline wedges.— *Nat. Bur. Stand. Rept.*, N 4142, 1955a.
- Keulegan G. H.* Significant stresses of arrested saline wedges.— *Nat. Bur. Stand. Rept.*, N 4267, 1955b.
- Kenyon N. H.* Sand ribbons of European tidal seas.— *Marine Geol.*, v. 9, N 1, 1970.
- Kenyon N. H., Stride A. H.* The crest length and sinuosity of some marine sand waves.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 38, N 11, 1968.
- Kjellman W.* Mechanics of large Swedish landslips.— *Geotechnique*, v. 5, N 1, 1955.
- Knaap van der W., Eijpe R.* Some experiments on the genesis of turbidity currents.— *Sedimentology*, v. 11, N 1/2, 1968.
- Knapp R. T.* Energy balance in stream flows carrying suspended load.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 19, 1938.
- Knaus I. A.* A technique for measuring deep ocean currents close to the bottom with an unattached current meter, and some preliminary results.— *J. Marine Res.*, v. 23, N 3, 1965.
- Komar P. D.* The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel.— *J. Geophys. Res.*, v. 74, N 18, 1969.
- Komar P. D.* The competence of turbidity current flow.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 81, N 5, 1970.
- Komar P. D.* The mechanics of sand transport on beaches.— *J. Geophys. Res.*, v. 76, N 3, 1971.
- Kuenen Ph. H.* Experiments in connection with Daly's hypothesis of the formation of submarine canyons.— *Leidsche geol. meded.*, D. 8, afl. 2, 1937.
- Kuenen Ph. H.* Turbidity currents of high density.— XVIII-th Internat. Geol. Congr., p. 8. London, 1950.
- Kuenen Ph. H.* Properties of turbidity currents of high density. In: «Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water».— *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, spec. publ. 2, 1951.
- Kuenen Ph. H.* Estimated size of the Grand Banke turbidity current.— *Amer. J. Sci.*, v. 250, p. 874, 1952.
- Kuenen Ph. H.* The difference between sliding and turbidity flow.— *Deep-Sea Res.*, v. 3, N 2, 1956.
- Kuenen Ph. H.* Sole markings of graded graywacke beds.— *J. Geol.*, v. 65, N 3, 1957.
- Kuenen Ph. H.* Deep-sea sand and ancient turbidites.— In «Turbidites». Amsterdam, 1964.
- Kuenen Ph. H.* Experiments in connection with turbidity currents and clay suspensions. Colston Papers, v. 17, Univ. Bristol. London, 1965.
- Kuenen Ph. H.* Matrix of turbidites: experimental approach.— *Sedimentology*, v. 7, N 4, 1966.

- Kuenen Ph. H.* Emplacement of flysh-type sand beds.—*Sedimentology*, v. 9, N 3, 1967.
- Kuenen Ph. H.* Turbidity currents and organisms.—*Eclogae geol. helv.*, v. 61, N 2, 1968.
- Kuenen Ph. H.* The turbidite problem: some comments.—*N. Z. J. Geol. and Geophys.*, v. 13, N 3, 1970.
- Kuenen Ph. H., Menard H. W.* Turbidity currents, graded and non-graded deposits.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 22, N 2, 1952.
- Kuenen Ph. H., Migliorini C. I.* Turbidity currents as a cause of graded bedding.—*J. Geol.*, v. 58, N 2, 1950.
- Kullenberg B.* Remarks on the Grand Banks turbidity current.—*Deep-Sea Res.*, v. 1, N 4, 1954.
- Larras J.* Cubes de sable charriés par la houle parallèlement à la côte.—*Ann. ponts et chaussées*, t. 136, N 2, 1966.
- Larsonneur Cl.* Etude de la partie occidentale de la baie de Seine.—*Cahiers Oceanogr.*, v. 21, N 5, 1969.
- Larsonneur Cl., Migniot C., Conard M., Dangeard L.* Figures observées au cours d'expériences sur la remise en suspension de vases par les courants et sur l'action de matériaux en transit sur des fonds plus ou moins consolidés.—*C. r. Acad. sci. Paris, ser. D*, t. 226, N 8, 1968.
- Laughton A. S.* Discrete hyperbolic echoes from an otherwise smooth deep-sea floor.—*Deep-Sea Res.*, v. 9, May-June 1962.
- Laughton A. S.* Microtopography. In «*The Sea*», v. 3, N. Y., London, 1963.
- Laughton A. S.* New evidence of erosion on the deep ocean floor.—*Deep-Sea Res.*, v. 15, N 1, 1968.
- Lesser R. M.* Some observations of the velocity profile near the sea floor.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 32, N 2, 1951.
- Lewis K. B.* Slumping on continental slope inclined at  $1^{\circ}$ — $1^{\circ}$ .—*Sedimentology*, v. 16, N 1/2, 1971.
- Lingen van der G. J.* The turbidite problem. *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, v. 12, N 1, 1969.
- Lingen van der G.* The turbidite problem: a reply to Kuenen. *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, v. 13, N 3, 1970.
- Liu H. K.* Ripple formation and its relation to bed-load movement. D. Ph. Thesis, Univ. Minnesota, Minneapolis, publ. 6399, 1953.
- Lofquist K.* Flow and stress near an interface between stratified liquids.—*Phys. Fluids*, v. 3, N 3, 1960.
- Lowrie A., Heezen B. C.* Knoll and sediment drift near Hudson canyon.—*Science*, v. 157, N 3796, 1967.
- McAllister R. F.* Deep current measurement near Bermuda.—In «*Marine Sciences Instrumentation*», v. 1, N. Y., 1962.
- McCave J. N.* Deposition of fine-grained sediment from tidal currents.—*Nature*, v. 224, N 5226, 1969.
- McCave J. N.* Wave effectiveness at the sea bed and its relationship to bedforms and deposition of mud.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 41, N 1, 1971a.
- McCave J. N.* Sand waves in the North Sea off the coast of Holland.—*Marine Geol.*, v. 10, N 3, 1971b.
- McCoy F. W.* Bottom currents in the western Atlantic ocean between the Lesser Antilles and the Middle-Atlantic ridge.—*Deep-Sea Res.*, v. 16, N 2, 1969.
- McManus D. A., Smyth C. S.* Turbid bottom water on the continental shelf of the Northern Bering Sea.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 40, N 3, 1970.
- Menard H. W.* Deep ripple marks in the sea.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 22, N 1, 1952.
- Menard H. W.* Deep-sea channels, topography and sedimentation.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 39, p. 1271, 1955.
- Menard H. W.* Marine geology of the Pacific. N. Y., 1964.
- Middleton G. V.* Small scale models of turbidity currents and the criterion for auto-suspension.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 36, N 1, 1966a.
- Middleton G. V.* Experiments on density and turbidity currents.—*Canad. J. Earth Sci.*, v. 3, N 4, 1966b.

- Middleton G. V.* Experiments on density and turbidity currents.— *Canad. J., Earth Sci.*, v. 3, N 5, 1966b.
- Middleton G. V.* Experiments on density and turbidity currents.— *Canad. J. Earth Sci.*, v. 4, N 3, 1967.
- Migniot C., Larsonneur C., Dangeard L.* Etude expérimentale de l'érosion par des courants de dépôts vaseux plus ou moins concentrés.— *C. r. Acad. sci. Paris*, ser. D., t. 266, N 5, 1968.
- Miller R. L., Zeigler J. M.* A study of sediment distribution in the zone of shoaling waves over complicated topography. In «*Papers in Marine Geology*». N. Y., 1964.
- Milliman J. D., Manheim F. T., Pratt R. M.* a. o. Alvin dives on the continental margin off the South-Eastern United States, July 2—13, 1967. *Woods Hole Oceanogr. Inst. Refer.*, N 67—80, 1967.
- Milne J.* Sub-oceanic changes.— *Geogr. J.*, v. 10, N 2, 1897.
- Mitchell R.* Submarine landslips off the coasts of Puerto Rico and Barbados, West Indies. — *Nature*, v. 173, N 4394, 1954.
- Moore D. G.* Submarine slumps.— *J. Sediment Petrol.*, v. 3, N 3, 1961.
- Moore D. G.* Erosional channel wall in La Jolla sea-fan valley seen from the bathyscaphe «Trieste II».— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, N 3, 1965.
- Morgenstern N. R.* Submarine slumping and the initiation of turbidity currents.— In «*Marine Geotechnique*». Urbana. Univ. Illinois Press, 1967.
- Mosby H.* Experiments on bottom friction. *Bergens Mus. Arbok, Naturvitensk. raekke*, N 10, 1949.
- Munitz A. J.* Analysing failures of ocean communications cables.— *Undersea Technol.*, v. 7, N 5, 1966.
- Nasu N.* The provenance of the coarse sediments on the continental shelves off the Japan Pacific Coast.— In «*Papers in Marine Geology*», N. Y., 1964.
- Nesteroff W. D.* La «séquence type» dans les turbidites terrigènes modernes.— *Rev. geogr. phys. et géol. dynam.*, v. 4, N 4, 1961.
- Nesteroff W. D.* Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité.— *Bull. Soc. géol. France*, v. 4, N 7, 1962.
- Nesteroff W. D.* Le problème des turbidites, les données océanographiques modernes.— *Bull. Soc. géol. France*, v. 7, N 4, 1965.
- Nesteroff W. D., Heezen B. C., Conolly J. R.* Découverte de turbidites hétérogènes dans le bassin australien.— *C. r. Acad. sci. Paris*, ser. D, 263, N 16, 1966.
- Normark W. R., Piper D. J.* Deep-sea fan valleys, past and present.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 9, 1969.
- Off Th.* Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist*, v. 47, N 2, 1963.
- Ortolan G.* New current meter for measuring currents near the bottom.— *Internat. Hydrogr. Rev.*, v. 43, N 2, 1966.
- Passaga R.* Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 34, N 4, 1957.
- Passaga R., Byramjee R.* Grain-size image of clastic sediments.— *Sedimentology*, v. 13, N 3/4, 1969.
- Passaga R., Rezzini A., Borghetti G.* Transport of sediment by waves, Adriatic coastal shelf, Italy.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 51, N 7, 1967.
- Piper D. J. W.* Transport and deposition of holocene sediment on La Jolla deep sea fan, California.— *Marine Geol.*, v. 8, N 3/4, 1970.
- Plapp J. E., Mitchell J. P.* A hydrodynamic theory of turbidity currents.— *J. Geophys. Res.*, v. 65, N 3, 1960.
- Postma H.* Einige Bemerkungen über Sinkstofftransport im Ems-Dollart Gebiet.— *Verhandel Nederl. Geol. Mijnbouw Genoot.*, Ser. geol., bd. 19, p. 103, 1960.
- Pratt R. M.* Bottom currents on the Blake Plateau.— *Deep-Sea Res.*, v. 10, N 3, 1963.
- Reid J.* Preliminary results of measurements of deep currents in the Pacific Ocean.— *Nature*, v. 221, N 5183, 1969.
- Reimnitz E.* Surf-beat origin for pulsating bottom currents in the Rio Balsas submarine canyon.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 82, N 1, 1971.

- Reimnitz E., Gutierrez-Estrada M.* Rapid changes in the head of the Rio Balsas submarine canyon system, Mexico.— *Marine Geol.*, v. 8, N 3/4, 1970.
- Roberson M. J.* Continuous seismic profiler survey of Oceanographer, Gilbert and Lydonia submarine canyons, Georges Bank.— *J. Geophys. Res.*, v. 69, N 22, 1964.
- Romanovsky V.* Les methodes de mesures de courants près du fond par grande profondeur.— In «Oceanographie, geologie et géophysique de Méditerranée Occidentale», Paris, CNRS, 1962.
- Ross D. A.* Mass physical properties and slope stability of sediments of the Northern Middle America trench.— *J. Geophys. Res.*, v. 76, N 3, 1971.
- Rowe G. T., Menzies R. J.* Deep bottom currents off the coast of North Carolina.— *Deep-Sea Res.*, v. 15, N 6, 1968.
- Ryan W. B. F., Heezen B. C.* Jonian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, N 8, 1965.
- Salsman G. G., Tolbert W. H., Villars R.* Sand-Ridge migration in St. Andrew bay, Florida.— *Marine Geol.*, v. 4, N 1, 1966.
- Sanders J. E., Emery K. O., Uchupi E.* Microtopography of five small areas of the continental shelf by side-scanning sonar.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 4, 1969.
- Schneider E. D., Fox P. J., Hollister C. D., Needham H. D., Heezen B. C.* Further evidence of contour currents in the western North Atlantic.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 2, N 4, 1967.
- Seibold E.* Geological investigation of nearshore sand transport.— In «Progress in oceanography», v. 1. N. Y., 1963.
- Shepard F. P.* Transportation of sand into deep water. In «Turbidity currents and the transportation of coars sediments to deep water». Soc. Econ. Paleont. Mineral, spec. publ., N 2, 1951.
- Shepard F. P.* High-velocity turbidity currents, a discussion.— *Proc. Roy. Soc. Lond.*, ser. A, v. 222, N 1150, 1954.
- Shepard F. P.* Turbidity currents and erosion of the deep-sea floor.— *Repr. Internat. Oceanogr. Congr. Washington*, 1959.
- Shepard F. P.* Submarine Geology. N. Y., London, 1963.
- Shepard F. P.* Submarine canyons explored by Cousteau's diving saucer.— *Colston Papers*, v. 17, Univ. Bristol, London, 1965.
- Shepard F. P., Buffington E. C.* La Jolla submarine fanvalley.— *Marine Geol.*, v. 6, N 2, 1968.
- Shepard F. P., Dill R. F.* Submarine canyons and others sea valleys. Chicago, 1966.
- Shepard F. P., Dill R. F., von Rad U.* Physiography and sedimentary processes of la Jolla submarine fan and fan-valley, California.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, N 2, 1969.
- Shepard F. P., Marshall N. F.* Currents in la Jolla and Scripps submarine canyons.— *Science*, v. 165, N 3889, 1969.
- Siau M.* De l'action des vagues à des grandes profondeurs.— *Ann. chim. et phys.*, ser. 3, t. 2, 1841.
- Simons D. B., Richardson E. V., Albertson M. L.* Flume study using medium sand (0,45).— *U. S. Geol. Surv. Water-Supply Papers*, N 1498-A, 1961.
- Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C.* Bed-load equation for ripples and dunes.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Papers*, N 462-H, 1965.
- Smith J. D.* Geomorphology of a sand ridge.— *J. Geol.*, v. 77, N 1, 1969.
- Snodgrass F. F.* Deep-sea instrument capsule.— *Science*, v. 162, N 3849, 1968.
- Stanley D. J.* Comparing patterns of sedimentation in some modern and ancient submarine canyons.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 3, N 4, 1968.
- Sternberg R. W.* Measurements of sediment movement and ripple migration in a shallow marine environment.— *Marine Geol.*, v. 5, N 3, 1967.
- Sternberg R. W.* Friction factors in tidal channels with differing bed roughness.— *Marine Geol.*, v. 6, N 3, 1968.
- Sternberg R. W.* Camera and dye-pulser system to measure bottom-layer flow in the deep-sea.— *Deep-Sea Res.*, v. 16, N 5, 1969.

- Sternberg R. W.* Measurement of incipient motion of sediment particles in the marine environment.— *Marine Geol.*, v. 10, N 2, 1971.
- Sternberg R. W., Creager I. S.* An instrument system to measure boundary layer conditions at the sea floor.— *Marine Geol.*, v. 3, N 6, 1965.
- Stetson H. S., Smith J. F.* Behaviour of suspension currents and mud slides on the continental slope.— *Amer. J. Sci.*, v. 35, N 205, 1938.
- Stewart H. B., Jordan G. F.* Underwater sand ridges on Georges shoal.— In «*Papers in Marine Geology*», N. Y., London, 1964.
- Stoneley R.* On turbidity currents.— *Verhandel. Nederl. Mijnbouw Genoot.*, ser. geol., bd. 18, p. 279, 1957.
- Strahler A. N.* Dynamic basis of geomorphology.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 63, N 9, 1952.
- Stride A. H.* Current-swept floors near the southern half of Great Britain.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 119, p. 175, 1963.
- Stride A. H.* Preservation of some marine current-bedding.— *Nature*, v. 206, N 4983, 1965a.
- Stride A. H.* Periodic and occasional sand transport in the North Sea.— *Rev. Petrol.*, N 1072, 1965b.
- Stride A. H., Cartwright D. E.* Sand transport at the Southern end of the North Sea.— *Dock & Harbour Auth.*, v. 38, N 447, 1958.
- Stride A. H., Tucker M. J.* Internal waves and waves of sand.— *Nature*, v. 188, N 4754, 1960.
- Sutherland A. J.* Proposed mechanism for sediment entrainment by turbulent flows.— *J. Geophys. Res.*, v. 72, N 24, 1967.
- Swallow J. C., Warthington L. V.* An observation of a deep countercurrent in the western North Atlantic.— *Deep-Sea Res.*, v. 8, N 1, 1961.
- Swift D. J.* Quaternary shelves and the return to grade.— *Marine Geol.*, v. 8, N 1, 1970.
- Tadayochi S., Seiichi W., Gohachiro O.* New current meters for great depths.— *Deep-Sea Res.*, v. 12, N 6, 1965.
- Terwindt J. H. J.* Mud transport in the Dutch Delta area and along the adjacent coastline.— *Netherl. J. Sea. Res.*, v. 3, N 4, 1967.
- Terzaghi K.* Varieties of submarine slope failures.— *Proc. 8-th Texas Conf. on Soil Mech. and Found. Engng*, spec. Publ. 29, Bureau of Eng. Res., Univ. Texas, Austin, 1956.
- Terzaghi K.* Varieties of submarine slope failures.— *Norges Geotekn. Inst.*, publ., N 25, 1957.
- The Sea*, v. 3. N. Y., Lond., 1963.
- Thorndike E. M.* A suspended-drop current meter. *Deep-Sea Res.*, v. 10, N 3, 1963.
- Thorndike E. M., Ewing M. E.* Photographic determination of ocean-bottom current velocity.— *Marine Technol. Soc. J.*, v. 3, N 1, 1969.
- Trumbull J. V., McCamis M. J.* Geological exploration in a East Coast submarine canyon from a research submersible.— *Science*, v. 158, N 3799, 1967.
- Van Straaten L. M.* Longitudinal ripple marks in mud and sand.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 21, N 1, 1951.
- Van Straaten L. M., Kuennen Ph. H.* Tidal action as cause of clay accumulation.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 28, N 4, 1958.
- Van Veen J.* Ondulations de sable dans le mer du Nord.— *Rev. Hydrogr.*, v. 12, N 1, 1935.
- Van Veen J.* Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid der Nederlandsche Kust. Vitgegeven Vanwege het Ministerie van waterstaat, S.-Gravenhage, 1936.
- Vernet S.* Sur un mode de cheminement littoral par migration lente de rides obliques ou perpendiculaires.— *C. r. Acad. sci. Paris*, ser. D, t. 237, p. 1268, 1953.
- Volkman G. H.* Deep current observations in the Western North Atlantic.— *Deep-Sea Res.*, v. 9, N 5, 1962.
- Wolf S. C.* Coastal currents and mass transport of surface sediments over the shelf region of Monterey Bay, California.— *Marine Geol.*, v. 8, N 5, 1970.
- Zimmerman H. B.* Bottom currents on the New England continental rise.— *J. Geophys. Res.*, v. 76, N 24, 1971.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

	<b>Введение</b> . . . . .	5
Глава I.	<b>Гидрогенные процессы на шельфе</b> . . . . .	9
	Береговая зона . . . . .	9
	Гидродинамика шельфа . . . . .	17
	Литодинамика шельфа . . . . .	24
Глава II.	<b>Гидрогенные процессы за пределами шельфа</b> . . . . .	71
	Гидродинамика придонного слоя . . . . .	73
	Литодинамика больших глубин . . . . .	86
Глава III.	<b>Гравитационные процессы</b> . . . . .	110
	Типы субаквальных гравитационных перемещений . . . . .	113
	Условия возникновения гравитационных перемещений в океане . . . . .	117
	Проявления гравитационных перемещений осадков в океане	125
Глава IV.	<b>Проблема суспензионных потоков</b> . . . . .	129
	Формирование гипотезы . . . . .	129
	Непосредственные наблюдения . . . . .	136
	Турбидиты . . . . .	140
	Динамические проявления суспензионных потоков (повреж- дения подводных кабелей и морфодинамика) . . . . .	174
	Возникновение суспензионных потоков и механика их дви- жения . . . . .	201
	Методы расчета суспензионных потоков и гипотеза «авто- суспензии» . . . . .	210
	<b>Заключение</b> . . . . .	227
	<b>Литература</b> . . . . .	232

**Владимир Витальевич Лонгинов**

## ОЧЕРКИ ЛИТОДИНАМИКИ ОКЕАНА

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П. П. Ширшова

Редактор издательства **Б. А. Попов**

Художник **Э. Л. Эрман**

Художественный редактор **Н. Н. Власик**, Технический редактор **В. Н. Григорьева**

Сдано в набор 27/X 1972 г. Подписано к печати 30/III-1973 г. Формат 60×90<sup>1/16</sup>

Бумага № 2. Усл. печ. л. 15,25. Уч.-изд. л. 16,7. Тираж 900 Тип. зак. 5249

Т-02796 Цена 1 р. 67 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». 129099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

851

2

1 p. 67 к.

771