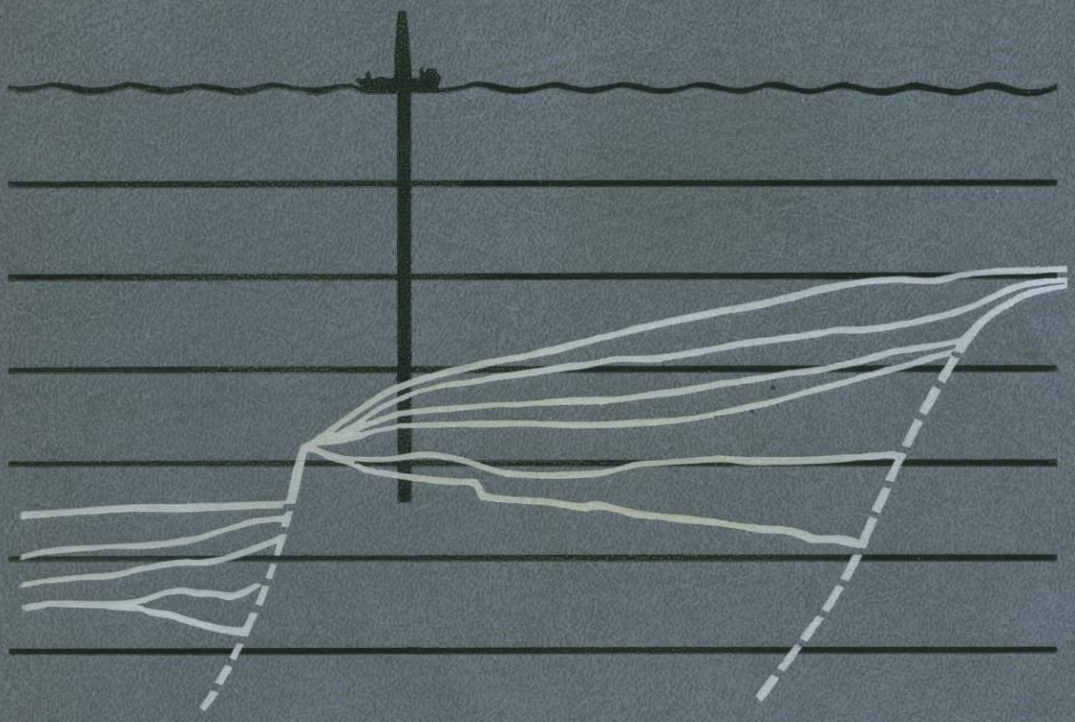
А.П.Лисицын

Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах



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

А.П.Лисицын

Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах

4945

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. БОГДАНОВ

МОСКВА "НАУКА" 1988

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР Библиотека

УДК 551.35:552.143

Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1988. – 309 с. ISBN 5–02–003334–0.

На основе новых данных по сейсмостратиграфии, глубоководному бурению океанов, применения современных методов геофизики и геохимии удалось установить, что главные массы осадочного вещества Земли концентрируются не на континентах, как было принято считать, а на дне океанов. Распределение осадочного вещества здесь крайне неравномерно: главная его часть (более 9/10) сосредоточена в узких поясах, общая площадь которых не более 10% от площади дна океана. Именно в океане происходит концентрация наибольших масс осадочных отложений, причем этот процесс управляется своими особыми, ранее не изученными законами. Быстрая седиментация в одних местах идет одновременно с образованием дефицита осадочного вещества и образованием перерывов в других местах.

В книге впервые описано это явление быстрого и сверхбыстрого осадконакопления – явление лавинной седиментации, которое приводит к возникновению крупнейших на Земле скоплений осадочного материала, формированию месторождений нефти и газа. Установлены основные закономерности лавинной седиментации и тесно связанных с ней перерывов в осадконакоплении, сформулированы основы учения о перерывах, описаны осадочные системы.

Табл. 11. Ил. 165. Библиогр.: 533 назв.

Рецензенты:
Н.А. Айбулатов, А.И. Конюхов

Л $\frac{1903030100-459}{042(02)-88}$ 147–IV–87

ISBN 5–02–003334–0

© Издательство "Наука", 1988

ВВЕДЕНИЕ

Последние два десятилетия были годами интенсивного изучения Мирового океана. Полученные в ходе этих работ данные привели к революции в геологии, коренным образом изменили представления о строении и истории развития нашей планеты. Особенно большое значение имели геофизические исследования, в частности, сейсмоакустические, магнитометрические, гравиметрические, а также детальное изучение дна с помощью многолучевых эхолотов, локаторов бокового обзора, установленных на надводных судах и на буксируемых у дна аппаратах. Поворотным этапом в развитии науки об океане были постановка в 1968 г. и широкое развитие глубоководного бурения с прохождением всей осадочной толщи на дне океанов и проникновением в базальты его ложа. В настоящее время в пелагиали Мирового океана – от Арктики до Антарктики – пробурено более 1000 скважин. Наступление на океан велось в эти годы и со стороны берега: все большее число разведочных и промысловых скважин проходилось не только на шельфе, но и на значительных глубинах материкового склона. К 1983 г. их общее число превысило 100 тыс., а глубина проникновения в осадочную толщу на дне достигает 4–5 км и более. Бурение на шельфе обеспечивается детальными геофизическими исследованиями. Эти работы имеют большое экономическое значение. Уже сейчас каждая третья тонна нефти извлекается со дна морей и океанов, а по прогнозам к концу столетия осадочная толща океана станет главным источником добычи нефти и газа.

Изучение кернов бурения дополняется также недавно открывшейся новой возможностью прямого изучения (картирования и опробования) естественных обнажений на дне океана с обитаемых подводных аппаратов. Такими аппаратами являются, в частности, ПОА "Пайсис" Института океанологии АН СССР, с борта которых проведены геологические исследования дна сначала оз. Байкал, а затем Красного моря, хребтов и рифтов Атлантического океана, рифта Таджура в Индийском океане, гидротермальных источников и полиметаллических сульфидов хребта Хуан-де-Фука и дна Калифорнийского залива. С подводных аппаратов на больших глубинах впервые удалось изучить тонкие взаимоотношения между породами, контактные нарушения и проводить другие виды исследований, которые ведет полевой геолог на суше. Особенно эффективной является работа с подводных аппаратов с применением комплекса опережающих геофизических и новых геохимических методов.

В эти же годы коренным образом изменились также и методы литологических исследований в океане, поскольку с внедрением бурения и исследований с борта подводных аппаратов открылась возможность изучения осадочных отложений возрастом до 150–160 млн лет. Морская геология стала, таким образом, наукой не только о современном, но и о древнем океане. Появилась новая отрасль наук о Земле – палеоокеанология (океанология океанских бассейнов геологического прошлого).

Коренным образом изменились и методы изучения современного осадконакопления. Все шире стали внедряться количественные методы, в особенности метод абсолютных масс, обоснованный не только биостратиграфией, но и комплексом независимых методов: радиометрических, палеомагнитных, изотопных и др. В дополнение

к количественным методам изучения осадков применены новые методы количественного изучения океанской взвеси (потоки взвеси), эоловой взвеси (потоки аэрозолей), взвеси, заключенной во льдах высокоширотных областей (потоки криозолей). Все эти и другие новые исследования, одно перечисление которых заняло бы много места, привели к появлению принципиально новой фактической базы, о которой даже десять лет назад не приходилось и мечтать. Достаточно сказать, что только научные отчеты глубоководного бурения в океане насчитывают сейчас около 100 томов (более 100 тыс. страниц), а также многие тысячи статей, сотни монографий. Еще больше данных получено при бурении на шельфах и континентальных склонах. Все более насущной становится необходимость обобщения разрозненных новых фактов и их сопоставление с уже известными и определение важнейших закономерностей.

В ходе исследований осадков несколькими независимыми методами было установлено, что мощность осадочных отложений в пелагиали океана удивительно мала – в ряде мест она составляет первые метры и практически нигде не превышает 500–700 м [Лисицын, 1974, 1978, 1984]. Выявляется, таким образом, дефицит осадочного вещества в конечном водоеме стока – в пелагиали океана, ее осадочная дистрофия. В то же время по периферии океана обнаружены участки сравнительно небольшой протяженности, где мощность осадочных образований достигает 10–15 км, т.е. того же порядка, что и в геосинклиналях на континентах. Такие автономные скопления осадочного вещества в конечном водоеме стока – осадочно-породные бассейны – были установлены в устьях ряда крупных рек, а также у основания континентального склона.

Сопоставляя собственные и опубликованные данные, автор этих строк высказал мысль, что именно здесь, в местах с исключительно быстрым накоплением осадочного материала, расположены главные скопления осадочного вещества на Земле (Лисицын, 1980). Очень быстрая (более 100 мм/1000 лет) и сверхбыстрая (более 1000 мм/1000 лет) седиментация, которую можно сопоставить с лавинным накоплением снега в горах (или с лавинными электронными процессами, ураганными концентрациями элементов в геохимии), была названа автором лавинной седиментацией. Установлено, что при повышении скорости седиментации происходит скачкообразный переход количества в новое качество – возникают отложения с большим содержанием воды, обычно также органического вещества, с незавершенными геохимическими процессами. Высокая влажность приводит к большой подвижности новообразованных отложений, их способности стекать или обрушиваться в виде обвалов даже с пологих склонов, развитию разного вида гравитационных потоков и связанных с ними осадочных образований – гравититов. Гравитационное перемещение осадочного вещества становится в них преобладающим, оно идет с верхних гипсометрических уровней дна океана на нижние.

Эти явления более всего приурочены к континентальному склону – крупнейшей тектонической структуре Земли, которая разделяет области развития континентальной коры от океанской. Средняя высота континентального склона составляет около 3–4 км, а средний угол наклона 3–6° и более. В ряде мест склон представляет собой почти вертикальный обрыв многокилометровой высоты. Рыхлые осадки не удерживаются на подводных склонах крутизной более 1–1,5°, известны случаи перемещения полужидких осадков при еще меньших наклонах дна (при 0,25°). Поэтому материковый склон – его общая протяженность составляет около 350 000 км – представляет собой как бы гигантскую "фабрику" гравититов всех разновидностей: от обвалов и осыпей до низкоплотностных турбидных потоков и контуритов. В этом убеждают данные по объемам некоторых отложений гравититов, например, подводных оползней. Детальные исследования последних лет показали, что у основания континентального склона на долю оползней приходится обычно от 20 до 40% от осадков, а в Бискайском заливе они занимают до 95% от осадков [Kenyon, 1987]. Объем крупных оползневых тел нередко в сотни раз превышает суммарный годовой твердый сток с континентов в океан (около 12 км^3). Например, оползень Сторегга на склоне Норвегии имеет объем около 3900 км^3, а его площадь больше площади Бельгии. Дальность горизон-

тального перемещения оползневых тел нередко достигает 500 км. Сходные образования известны не только на дне океана, но и в геологических разрезах континентов, их называют олистостромами и олистостримами.

Оползни и обвалы – это родоначальники других видов гравититов, которые возникают при смешивании осадочного вещества с водой в ходе движения оползневого тела по крутому обрывистому многокилометровому обрыву – материковому склону. Потоки разжиженного осадочного вещества, сходные с селями горных областей, по современным данным, занимают до 40% отложений у основания континентального склона. В отличие от гравититов ближнего действия (дальность до 400–500 км), они – обвалы и оползни – проникают на 1000 км от склона, гравититы же дальнего действия – турбидиты – проникают в океан на 1000 и 2500 тыс. км от основания склона. При еще большем разбавлении осадочного вещества возникают контуриты, перенос тонкого материала в них осуществляется придонными течениями.

Второе главное осадочное тело формируется на 3–5 км выше первого – в устьях рек, где в настоящее время идет седиментация с лавинными и сверхлавинными скоростями и, по новым определениям, осаждается не менее 90% твердого стока. Эта цифра основана на изучении содержания взвеси, скоростей седиментации, мощности осадочных отложений. Здесь же находится и главный геохимический барьер континент–океан, где происходит перестройка геохимической структуры не только взвешенного, но и растворенного стока. Мощность осадочной толщи в подводных частях дельт достигает 10–15 км, т.е. того же порядка, что и у основания склона. Объем одной из крупнейших дельт р. Ганга с Брахмапутрой достигает 5×10^6 км^3, что приблизительно в 10 раз больше объема Черного моря.

Из верхнего осадочного тела (устья рек) на современном этапе поставляется в нижнее осадочное тело (основание склона) лишь незначительное количество материала. Это отвечает современному высокому и все еще продолжающему повышаться (1–2 мм в год) уровню океана. Одна из главных идей, развиваемых автором монографии, состоит в том, что массовая переброска осадочного вещества с верхнего уровня на нижний, к основанию склона, происходит при снижении уровня океана. Такое снижение идет одновременно для всего океана, т.е. охватывает всю планету, что приводит к глобальным эпохам развития гравититов, "выметанию" осадочного вещества с верхнего уровня на нижний. Такие массовые глобальные переброски вещества приводят к появлению многочисленных перерывов в осадочных телах верхнего уровня, что подтверждается данными сейсмографии и бурения.

Парадоксальным оказалось исключительно широкое развитие перерывов также и в пелагических отложениях океанов: большая часть из пробуренных в океане (почти тысяча) скважин содержит четкие следы длительных (до нескольких десятков миллионов лет) перерывов в осадконакоплении, причем эти перерывы распространены на огромных площадях дна. В соответствии с традиционными построениями перерывы воспринимались как индикаторы вертикальных движений, поднятий с выходом участков дна в область размыва. Для океанского дна такое объяснение полностью исключается. Важно, что наиболее крупные перерывы отмечаются одновременно для всех океанов, т.е. являются глобальными. Это не значит, что осадконакопление в океане полностью прекращалось. С точки зрения автора, глобальные перерывы в пелагиали (на нижнем гипсометрическом уровне) отвечают этапам лавинной седиментации на верхнем уровне, при снижении уровня океана – отвечают этапу лавинной седиментации на нижнем уровне.

Учение о лавинной седиментации оказывается тесно связанным с учением о перерывах, что и составляет одну из главных идей монографии. Это как бы две фазы в процессе циклической (двухфазной) гравитационной или лавинной седиментации в океане, когда циклы лавинной седиментации сменяются циклами перерывов, причем самые крупные из них прослеживаются одновременно во всех океанах, т.е. являются глобальными.

Гравитационная седиментация с образованием гравититов по масштабам – это глав-

ный вид седиментации на Земле. Нормальная седиментация ("частица за частицей") из суспензий с образованием супенситов, которая в основном изучалась литологами и является предметом теоретической литологии, имеет лишь второстепенное значение.

Главные цели настоящей монографии следующие:

1. На основе собственных и всех доступных современных материалов сформулировать основные законы образования и развития в пространстве и времени главных по значению скоплений осадочного материала на Земле, изучить особенности процессов, протекающих при формировании таких осадочных тел с лавинными скоростями, а также осадочных отложений, при этом возникающих.

2. Гигантские скопления осадочного вещества в морях и океанах в одних местах на одних гипсометрических уровнях дна ведут к его дефициту в других местах, на других уровнях. Это обусловливает возникновение не только локальных и региональных, но и глобальных перерывов большой длительности и протяженности в пространстве. Поэтому необходимо внимательное изучение закономерностей развития перерывов в пространстве и времени с литологической, а не стратиграфической точки зрения. Поэтому вторая цель монографии – формулирование учения о перерывах в сопоставлении с учением о лавинной седиментации, поскольку лавинная седиментация обычно всегда сопровождается перерывами.

3. Необходимо выявление глобального регулятора, при помощи которого одновременно для всей Земли происходит смена циклов перерывов на циклы лавинной седиментации. Таким регулятором является уровень океана и потому анализу его изменений во времени уделено важное место в книге.

4. Установление связи минеральных ресурсов с лавинной седиментацией и перерывами, в частности, при формировании осадочно-породных бассейнов, к которым приурочены месторождения нефти, газа и многих других полезных ископаемых. Лавинная седиментация ведет к быстрому захоронению отложений с высоким содержанием органического вещества, которое при благоприятных условиях превращается в скопления углеводородов. С другой стороны, исключительная подвижность отложений в областях лавинной седиментации приводит к возникновению нового рода опасностей для инженерных сооружений и ведения работ – геологических опасностей на дне. Пренебрежение ими уже приводило к крупным катастрофам.

Новый материал трактуется с точки зрения тектоники литосферных плит и по существу является частью нового направления в науках о Земле – литологии и геохимии литосферных плит (процессы осадкообразования, фации и формации на границах литосферных плит).

Некоторые из положений, развиваемых автором, рассматривались ранее в отдельных статьях [Лисицын, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986; и др.], на специальных совещаниях в п. Архыз (1981 г.) и на Всесоюзных школах по морской геологии в Геленджике в 1984–1986 гг., однако в целом концепция лавинной седиментации и перерывов в осадконакоплении, с которыми связано формирование главных осадочных тел Земли, в данной монографии излагается впервые.

Часть I
ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ОКЕАНЕ

Глава I
ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ. ГЛОБАЛЬНЫЕ УРОВНИ И ПОЯСА

Явление быстрого накопления осадочных отложений и их локализация в отдельных местах дна устанавливалось давно, но истинные масштабы этого процесса удалось выяснить только в недавнее время с применением наиболее современной методики геофизических исследований, естественно, включая и данные глубоководного бурения. Еще недавно на картах распределения мощностей рыхлых отложений на дне океанов и морей даже в устьях крупнейших рек – Ганга и Брахмапутры, Инда и Амазонки мощность осадков определялась немногим более 3 км. Новые исследования показали, что она достигает здесь 12–15 км. Такое расхождение в определениях связано с тем, что технический уровень сейсмических методов того времени не позволял "просветить" всю осадочную толщу, определить ее настоящие масштабы и строение. Например, возник разрыв в значениях мощности, которые имелись для геологических разрезов прошлого на континентах (мощности до 15 км и больше) и в океанах и морях, где мощности осадочных отложений чаще всего составляют сотни метров. Для объяснения этого высказывалось предположение, что под базальтами ложа океана, возможно, существуют более древние осадочные отложения, т.е. что данные о малых мощностях толщи отвечают только части разреза. Однако в свое время глубоководное бурение подтвердило незначительную – нередко менее 100 м – мощность океанской осадочной толщи в пелагиали (рис. 1, 2), дало доказательства того, что под слоем базальтов никаких существенных осадочных толщ не имеется. Это утверждение подкрепляется и данными геофизики.

В революционные геологические годы, связанные с успехами в изучении океанов, особенно с применением глубоководного бурения, были сделаны важные открытия в области высоких скоростей седиментации. Были получены надежные значения скоростей новыми методами определения абсолютного возраста и магнитостратиграфии, сделаны определения концентрации взвешенного осадочного материала в толще вод и особенно в придонном слое, определения мощностей осадочных толщ дистанционными геофизическими методами, получены пробы отложений бурением. На основе привязки сейсмических данных к бурению проведены обширные исследования строения этих толщ методами сейсмостратиграфии (рис. 3, 4). Всего несколько лет назад удалось впервые показать, что мощность осадочных тел в некоторых частях морей и океанов более 10 км, т.е. того же порядка, что и в разрезах суши (рис. 5–7). Главная часть осадочного вещества Земли концентрируется не в огромных по площади пелагических частях океанов, а на небольших, часто разрозненных участках по их периферии и окраине континента – областях лавинной седиментации. Возникла необходимость изучения особенностей этих отложений и процессов, их порождающих.

Сравнительные исследования осадкообразования в пелагических и прибрежных частях океанов уже давно проводятся в Институте океанологии АН СССР и охватывают практически все водоемы Земли, все разнообразие условий современной и позднечетвертичной седиментации.

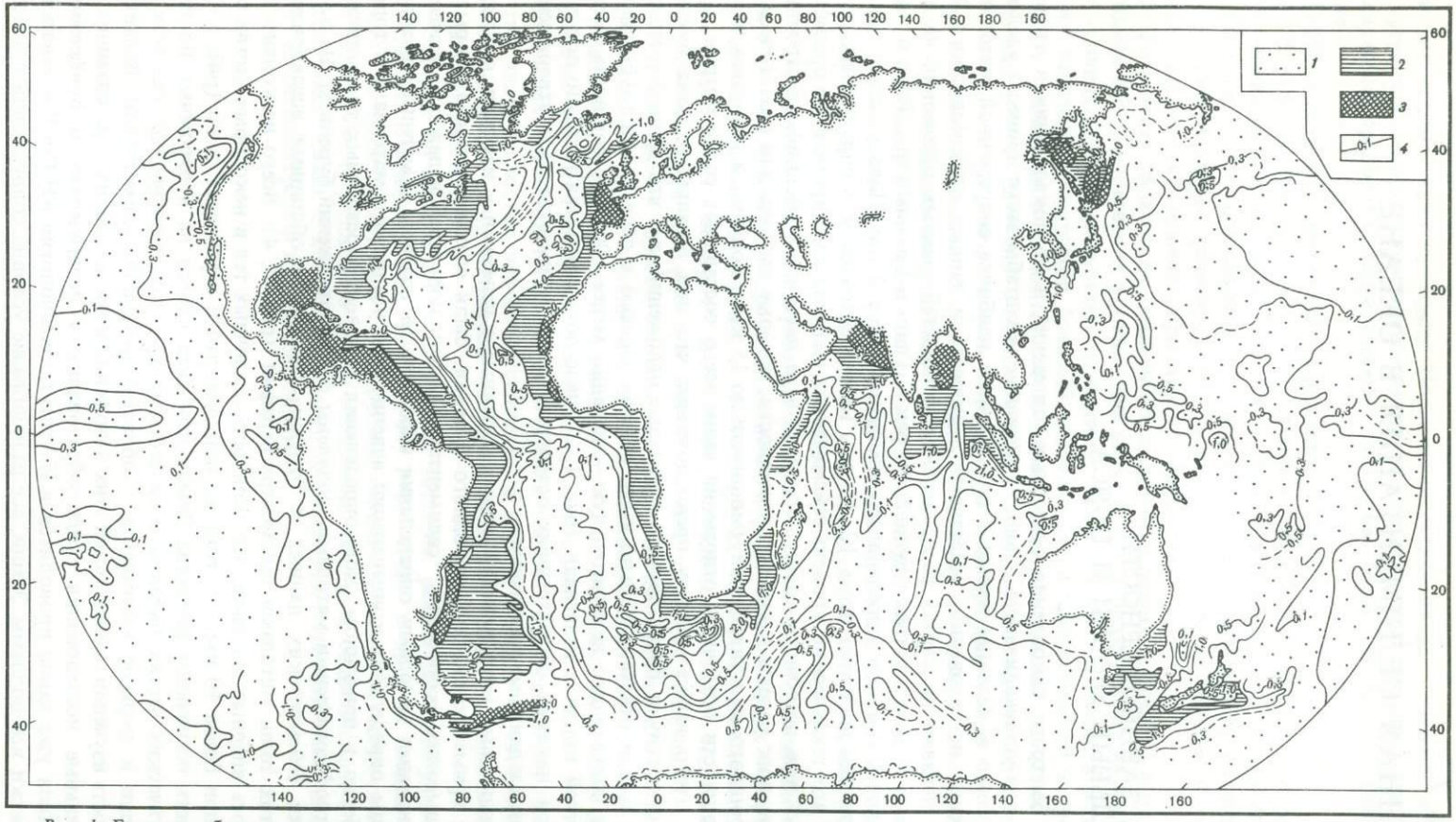


Рис. 1. Главные области концентрации осадочного вещества на дне морей и океанов и крупнейшие устьевые области лавинной седиментации с месторождениями нефти и газа [Лисицын, 1980]

Мощность осадочных отложений на дне морей и океанов, км; *1* – менее 1 (области дефицита осадочного вещества); *2* – от 1 до 3; *3* – более 3; *4* – изопахиты

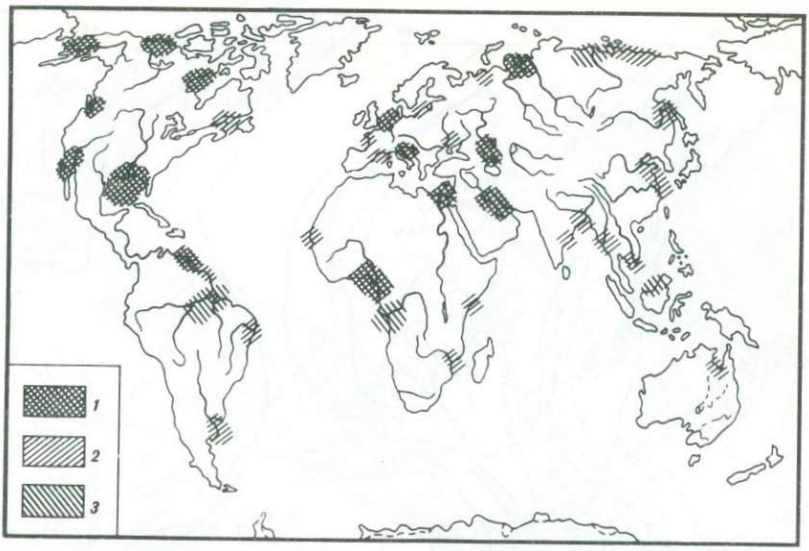


Рис. 2. Области лавинной седиментации первого глобального уровня – крупнейшие устьевые области и размещение месторождений нефти и газа [Марковский, 1976]

1 – с выявленными месторождениями нефти и газа; *2* – перспективные; *3* – с невыясненными перспективами

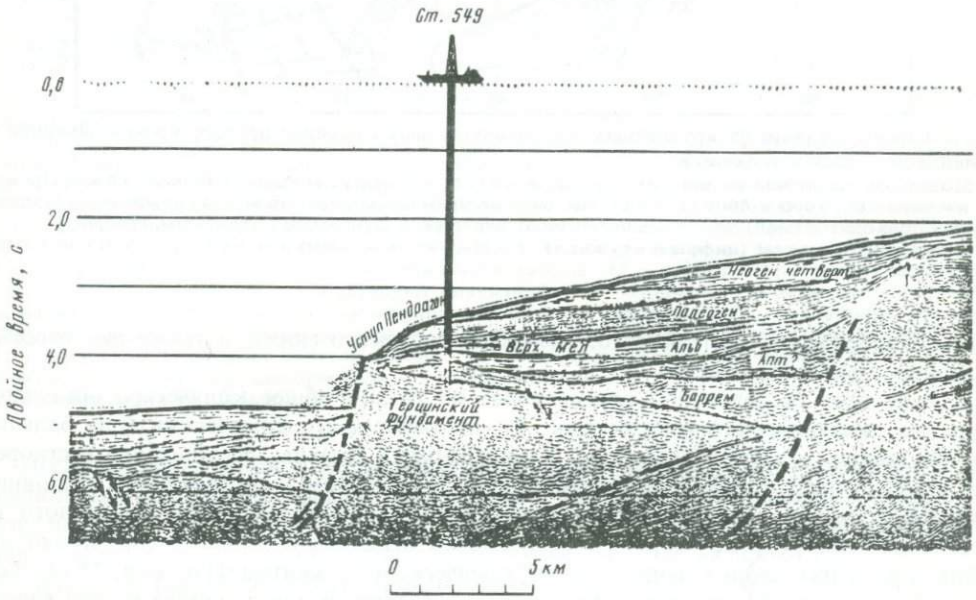


Рис. 3. Изучение строения континентальной окраины Европы (у берегов Франции) методами сейсмоакустики и глубоководного бурения

В ходе этих работ, продолжавшихся около 35 лет, было установлено, что районы, примыкающие к устьям рек, а также области континентальных склонов требуют особо тщательных исследований, поскольку осадкообразование здесь очень специфично и его закономерности отличаются от закономерностей, установленных для осадков открытых частей морей. С целью восполнения этого пробела за последние 20 лет Отделом геологии океана Института океанологии АН СССР были проведены специальные геолого-геохимические экспедиции в реки и устья рек бассейнов Черного, Азов-

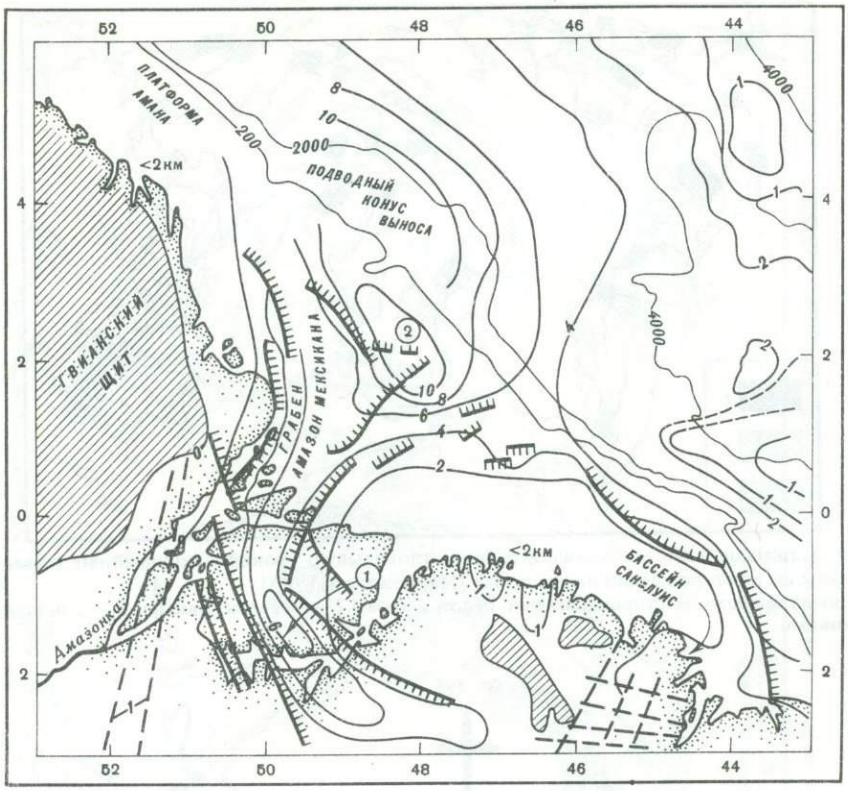


Рис. 4. Строение одного из крупнейших осадочно-породных бассейнов первого уровня лавинной седиментации – дельты Амазонки

Мощность осадочной толщи (изопахиты, в км), в депоцентре мощность больше 10 км, Проведены изобаты 200, 2000 и 4000 м. Изостатическое прогибание дельты под весом гигантского осадочного слоя приводит к появлению многочисленных нарушений фундамента (разломы, грабены)

Главные депоцентры (цифры в кружках): *1* – Маражу (мощность до 6 км) и *2* – Амазонка (мощность более 10 км)

ского, Каспийского, Балтийского, Белого и Японского морей, а также рек бассейна Северного Ледовитого океана.

В ходе этих исследований определялось не только общее количество осадочного вещества, поставляемого реками (рис. 8), но также и его химический (для большой группы макро- и микроэлементов) и минеральный составы, соотношение растворенной и взвешенной частей форм элементов во взвешенном и растворенном состоянии, изотопного состава, специально изучались процессы дифференциации осадочного вещества на барьере река–море. По результатам этих исследований опубликован ряд работ. Среди них сводка данных по 49 химическим элементам [Гордеев, 1974; Гордеев, Лисицын, 1978], где приведены новые значения среднего состава речной взвеси, которые подтвердились несколько лет спустя независимым исследованием французских геологов [Martin, Meybeck, 1979].

Было установлено, что на границе река–море происходят коренные преобразования речной взвеси, которые приводят к разительным отличиям в составе взвеси океанской и речной, а также в соотношениях растворенной и взвешенной частей элементов. Если в речной воде главная часть элементов находится во взвешенной форме, то в океанской – в растворенной [Лисицын 1974; Лисицын и др., 1982]. Это положение имеет кардинальное значение для развития осадочной геохимии океана, поскольку до недавнего времени считалось, что геохимия океана определяется механическим распределением речных взвесей [Страхов, 1976].

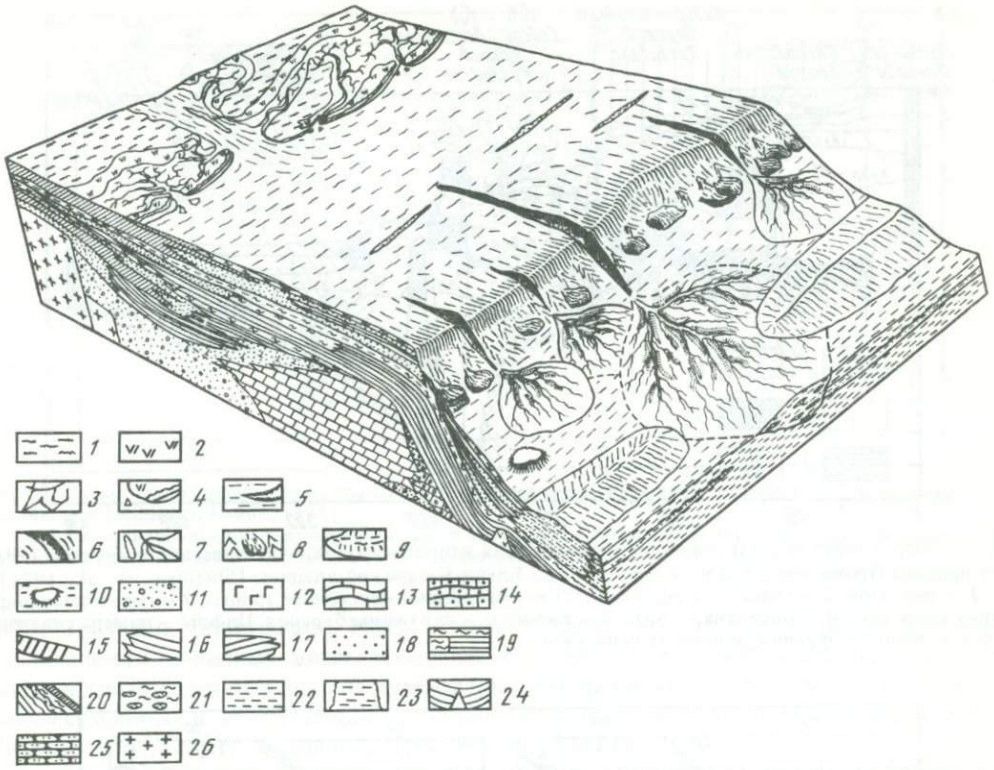


Рис. 5. Область седиментации второго уровня. Блок-диаграмма пассивной окраины атлантического типа [Конюхов, 1982]

Основные элементы рельефа (*1–10*): *1* – прибрежная равнина и реликты баров; *2* – высокие соляные марши; *3* – низкие марши и приливные русла; *4* – береговые бары; *5* – эстуарии с береговыми барами; *6* – подводные каньоны: *7* – конусы выноса; *8* – оползни на материковом склоне; *9* – валы и осадочные хребты, сложенные контуритами; *10* – поднятия, образованные осадками с газогидратами. Основные типы отложений (*11–26*): *11* – молассоидные (пролювиальные конусы и временные потоки); *12* – эвапориты; *13* – карбонатные рифовые и биоморфно-детритусовые; *14* – обломочные карбонатные континентального склона; *15* – древней коры выветривания; *16* – глинистые толщи периода перикратонных опусканий, *17* – отложения дельт и приливо-отливных комплексов; *18* – песчаные эоловые и прибрежно-морские отложения; *19* – терригенные отложения внешнего шельфа; *20* – сорванные блоки, оползни и нормальные осадочные образования склона; *21* –отложения подводных конусов выноса; *22* – глубоководные пелагические осадки; *23* – контуриты; *24* – соляные диапоры; *25* – образования древнего (дорифтового) чехла; *26* –породы континентального фундамента

Исследования взвесей и растворов в водах рек и процессов на границе река–море были продолжены обширными исследованиями по геохимии океанских взвесей и растворенных в морской воде форм элементов. Работы по изучению состава и распределения взвешенного осадочного вещества в океане, начатые автором этих строк более 35 лет назад [Лисицын, 1955], в дальнейшем дополнятся все более полными определениями для большего круга элементов (более 40) и изотопов. Также были начаты исследования минерального состава взвеси, механизмов ее возникновения и осаждения в океане [Лисицын, 1961, 1964, 1974, 1978; Лисицын, Гордеев, 1974; Гордеев, Лисицын, 1978; Лисицын, Богданов, 1970; Лисицын и др., 1975; Серова, 1969; Емельянов, Шимкус, 1973, 1974; Емельянов, 1962].

В ходе этих работ по единой программе, которая включает определение форм элементов во взвеси, растворах и осадках [Демина, 1982; Лукашин, 1981, и др.], исследования по химическому составу организмов океана и роли организмов в седиментации и геохимии океана, была определена концепция биодифференциации вещества в океане, что имеет большое значение для геохимии океанских осадков [Лисицын, 1977,

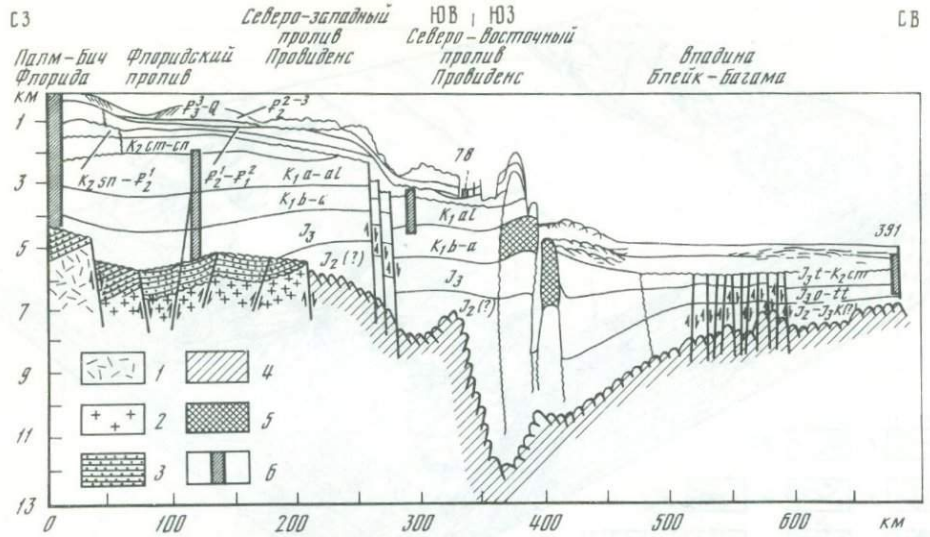


Рис. 6. Разрез через область лавинной седиментации второго уровня, Атлантическое побережье США (от пролива Провиденс и Багамского уступа до Блейк-Багамской впадины [Sheridan et al., 1976])

1 – палеозой; *2* – триас – нижняя юра (?) вулканогенно-обломочная толща; *3* – переходная рифтовая кора (?); *4* – океанская кора; *5* – рифы; *6* – скважины бурения. Цифры – номера скважин глубоководного бурения, мощность дана в км

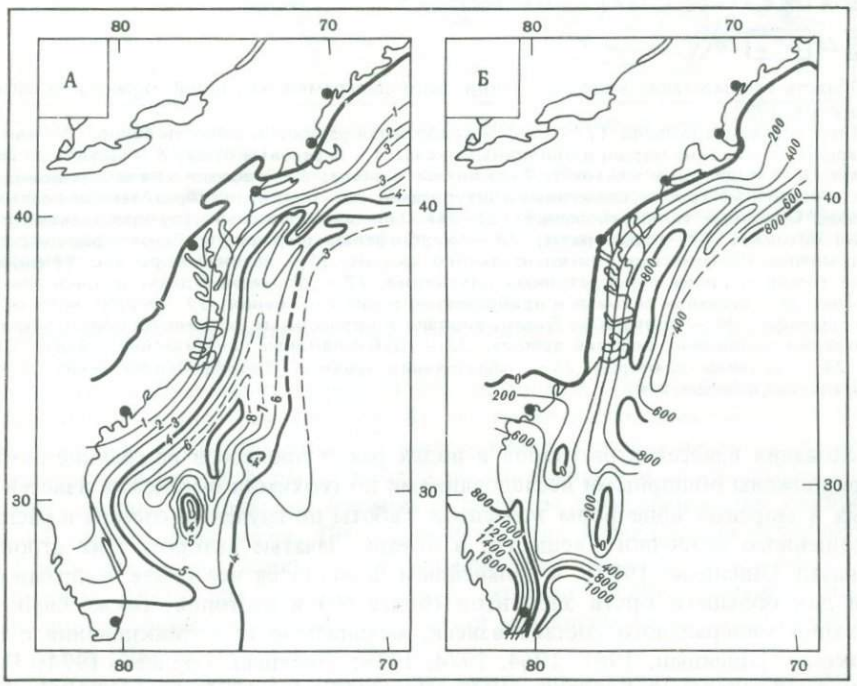


Рис. 7. Мощность осадочного покрова на втором уровне лавинной седиментации, Атлантическое побережье США

А – суммарная мощность осадочной толщи (в км); *Б* – мощность кайнозойских отложений (в м); на суше – по данным бурения, в океане – по данным сейсмических исследований и бурения

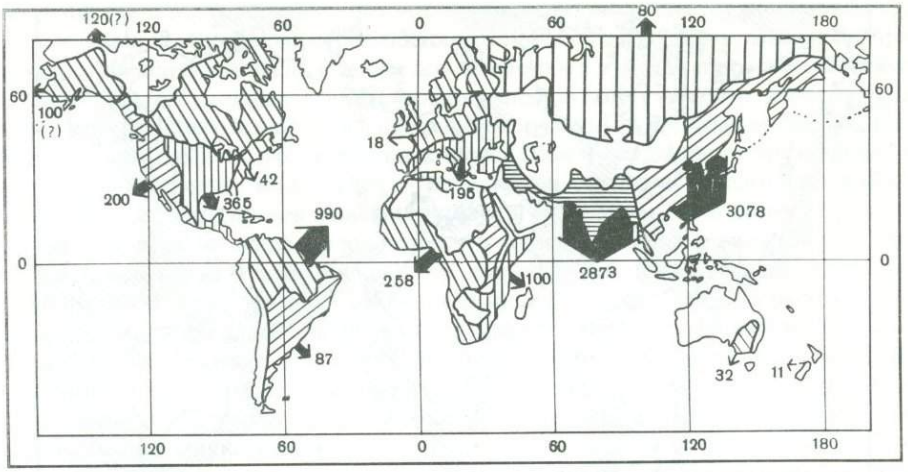


Рис. 8. Схема поступления осадочного материала на первый уровень лавинной седиментации – к устьям рек [Milliman, Meade, 1983]

Цифры – твердый сток крупнейших рек, в млн т в год (количественно характеризуют масштабы лавинной седиментации на первом уровне – устья рек)

1978; Лисицын, Виноградов, 1982]. Также установлено, что в ряде районов океана, в особенности в аридных зонах, решающее значение имеет не речная взвесь, а терригенный материал, поступающий из атмосферы, что привело к необходимости изучения количественного и вещественного составов аэрозолей над океаном [Лисицын, 1978; Живаго, 1975; Живаго, Богданов, 1974; Живаго, Серова, 1976].

В областях ледовой седиментации (Арктика и Антарктика) важное значение для седиментации имеет материал, вмерзший в морские льды и в айсберги – криозоль.

По единому плану велось и изучение количественного распределения и вещественного состава донных осадков как в поверхностном слое, так и в колонках и кернах бурения. Эти исследования дали возможность впервые для Мирового океана составить карты количественного распределения осадочного материала – концентраций взвеси в толще воды, скоростей седиментации в поверхностном слое и в кернах бурения, мощностей разных возрастных горизонтов, так и всей осадочной толщи в целом. Получение этих количественных показателей позволило выделить области, где седиментация идет с огромными скоростями, позволило всю литологию, геохимию океана для всего широкого круга компонентов осадочного вещества и элементов (более 40 элементов) перевести с качественной на количественную основу.

Сказанное показывает, что представления о лавинной седиментации в морях и океанах имеют прочную фактическую основу. Более того, главнейшие закономерности лавинной седиментации и вытекающие из них закономерности формирования и развития осадочнопородных бассейнов установить было бы невозможно без гипотезы тектоники литосферных плит. Учение о лавинной седиментации тесно связано с тектоникой литосферных плит и идеями мобилизма и по существу является частью новой науки – литологии литосферных плит.

Лавинная седиментация, как уже говорилось, это процесс очень быстрого накопления осадочного материала на дне водоемов, который ведет к изостатическому прогибанию земной коры, что, в свою очередь, приводит к созданию особых термобарических условий в осадочно-породном бассейне [Лисицын, 1982]. Это, таким образом, отложение с максимальными из известных на Земле скоростями седиментации, приводящими к возникновению гигантских мощностей осадочных толщ. При этом происходит как бы переход количества осадочного вещества (его высоких скоростей и гигантских мощностей) в новые качества осадочного вещества – возникновение обводненных отложений большой мощности, которые обладают способностью течь и

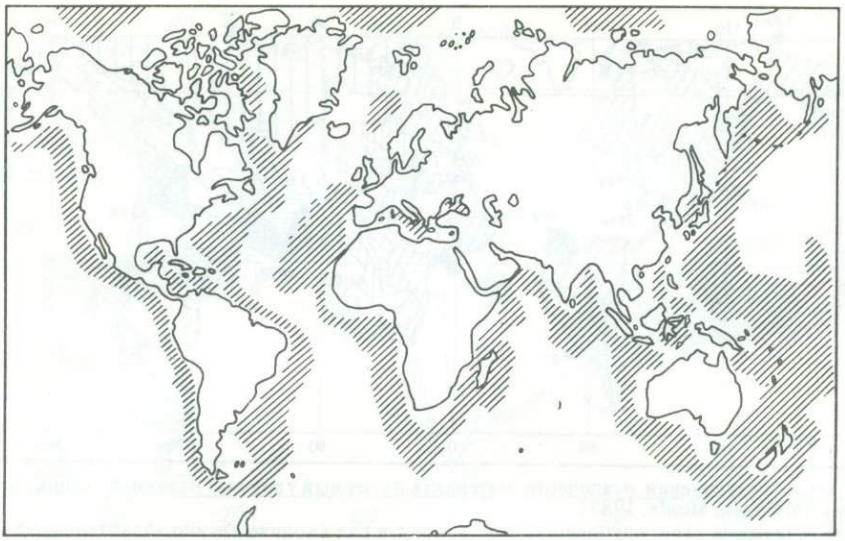


Рис. 9. Схема распространения потенциально газоносных акваторий в Мировом океане [Галимов, Кодина, 1982]. Главные газоносные области совпадают с выделенными автором зонами лавинной седиментации первого и второго уровней

создавать разные типы гравитационных (автокинетических) потоков. Поэтому области лавинной седиментации – это, как правило, области широкого, господствующего развития не вертикального (во взвеси), а горизонтального перемещения осадочного вещества, что приводит к возникновению уникальных текстур осадочных толщ (градационные, циклические и др.). Другой особенностью лавинного процесса является то, что он приводит к сохранению в осадочных отложениях значительных количеств органики. Следствия этого очень важны: во-первых, происходит активное перераспределение вещества при диагенезе, обеспечивается сама возможность диагенеза, создается ряд минеральных новообразований и парагенезов, типичных для подобной среды; во-вторых (вместе с быстрым накоплением, приводящим к погружению осадочных отложений на большие глубины, где термобарические условия благоприятные для нефтегазообразования) происходит преобразование рассеянных форм органики в нефть и газ (рис. 9). Особые текстуры областей лавинной седиментации, постоянная примесь песчано-алевритового материала в них, сосредоточенного в руслах дельт и конусов и создающего как бы дренажную систему этих специфических осадочных тел, – все это создает условия для возникновения здесь крупных месторождений нефти и газа. Изучение лавинной седиментации имеет, таким образом, важное прикладное значение. Генерация газов приводит нередко к неожиданным следствиям: слои газогидратов (форма существования газов в осадках в твердом состоянии) нередко оказываются теми поверхностями скольжения, по которым происходит отрыв оползней, газы разрыхляют в ряде случаев отложения, проделывают ходы в рыхлых осадках. Закономерностью лавинной седиментации является также и то, что при столь быстрых, ураганных скоростях седиментации не успевает завершиться дифференциация веществ. Для них типична также неравномерность и прерывистость процессов – периоды лавинного накопления сменяются периодами неотложения вещества или нормальной седиментации с дифференциацией вещества по гранулометрическому составу и химическим свойствам.

Термин "лавинная седиментация" определяется не только ураганными, лавинными, значениями скоростей седиментации, но также и тем, что осадкообразование здесь (в особенности у основания материкового склона) действительно напоминает обстановку лавин: гравитационные перемещения осадочного материала (оползни и обвалы,

порождаемые ими пастообразные потоки, турбидиты) по существу представляют собой подводные лавины. Скорости перемещения осадочных масс здесь лавинные, приводящие к катастрофическим последствиям для подводных кабелей и других сооружений.

По масштабам подводные лавины намного превосходят все, что известно для континентов: они развиваются на перепадах глубин склона до 4–5 тыс.м и более, чем обеспечивается громадный разгон осадочных масс. Объем осадочных образований, вовлеченных в лавины, также колоссален – нередко он составляет несколько кубических километров, а в ряде случаев описаны оползни с объемом масс более 30 км, т.е. весом во многие десятки миллиардов тонн, что много раз больше ежегодного стока рек мира. Дальность распространения лавин и порожденных ими суспензионных потоков превосходит 2000 км. Весь этот удивительный для геолога мир открылся совсем недавно, когда обнаружилась специфика процессов, здесь протекающих, и необходимость выяснения главных их закономерностей и масштабов стала очевидной. Собственно сами области высоких скоростей седиментации были известны давно, но особенности осадочного процесса обычно не учитывались, отдельные стороны процесса не связывались в единую систему.

Важно подчеркнуть, что само определение лавинной седиментации предполагает сочетание ряда критериев, а не одного, взятого в отдельности. Так, кратковременное накопление осадочного вещества в небольшом бассейне не есть лавинная седиментация в нашем понимании, поскольку этот процесс должен быть достаточно длительным, чтобы запечатлеться в геологическом разрезе и достаточно масштабным, чтобы он привел к изостатическому прогибанию.

Например, очень высокими скоростями отличается осадконакопление в малых водохранилищах. По данным М.Я. Прытковой (1981), ежегодно в связи с заилением они теряют 10–30% своего объема, т.е. время их эксплуатации составляет несколько лет. По тем же данным, в малых водохранилищах СССР ежегодно накапливается 225–300 млн $м^3$ осадков, т.е. столько же, сколько во всех крупных водохранилищах страны. И тем не менее, несмотря на очень высокие скорости седиментации, лавинного осадконакопления здесь не идет, поскольку эти скорости оказываются эфемерными, накопление осадочного материала не сопровождается прогибанием земной коры, т.е. образованием мощной осадочной толщи, когда осадочный материал не фиксируется в геологическом разрезе.

Места лавинной седиментации (в устьях рек, дельтах и эстуариях, а также у основания континентального склона, в глубоководных желобах) разделяются обычно местами со средними и низкими темпами накопления.

Под действием лавинной седиментации при изостатическом прогибании коры возникают осадочно-породные бассейна (ОПБ) – автономные саморазвивающиеся целостные системы, характеризующиеся взаимосвязью всех элементов, прежде всего, пород и насыщающих их вод и являющиеся родиной нефти и основной массы углеводородных газов [Вассоевич, 1967]. Таким образом, как показали работы геологов-нефтяников на суше, благодаря лавинной седиментации конечные водоемы стока оказываются разбитыми на ряд особых по условиям осадконакопления участков, где концентрируется основная часть осадочного вещества. Разрывность в пространстве – наличие автономных саморазвивающихся ОПБ – дополняется разрывностью во времени: практически никогда ураганные темпы седиментации не выдерживаются долго, они сменяются этапами замедления, прекращения или размыва отложений. Вследствие этого возникает прерывистость, цикличность осадочных толщ, исключительно характерная для всех отложений областей лавинной седиментации (дельт, подводных конусов выноса, желобов). Хорошим примером таких отложений является и флиш.

Если бы при формировании ОПБ лавинной седиментацией не возникала изостатическая компенсация, а осадочный материал пассивно заполнял бы тектонические депрессии, то характерная плоско-выпуклая форма ОПБ не возникала. Замечательна не только характерная форма осадочных тел, но также и то, что центр накопления осадка совпадает с центром прогибания, а стрела прогиба точно (количественно) отвеча-

ет распределению нагрузок осадочной толщи на кору, что установлено данными геофизики. Наклон верхней поверхности (горизонтальный или под углом к горизонту) обычно не меняется длительное время, несмотря на колоссальные изменения скоростей в ходе седиментации и изменения формы нижней границы тела при прогибании. Автономное развитие ОПБ возможно поэтому только в условиях изостатического прогибания, что, в свою очередь, определяет и их минимальные размеры – не менее 100 км в поперечнике (на суше не менее $3 \times 3^{\circ}$, т.е. около 300×300 км, при меньших размерах полной компенсации может не происходить).

Таким образом, в настоящее время имеется реальная возможность выяснить основные закономерности количественного и качественного распределения осадочного вещества на Земле, причем не только на континентах, но и в морях, и океанах, поскольку главная его часть откладывается, как будет показано ниже, в областях лавинной седиментации. В том, что это так, убеждает не только материал по морям и океанам, но и изучение геологических разрезов на континентах – и здесь отложения дельт, подводных конусов, межгорных и предгорных впадин (толщи моласс и флиша) пользуются широким развитием. В разрезах геологического прошлого многочисленные размывы, складкообразование и метаморфизм нередко затрудняют восстановление фациальной принадлежности, определение истинных размеров, масштабов и закономерностей. Поэтому изучение осадочных толщ на дне морей и океанов наиболее современными методами открывает большие возможности для сравнительного литологического анализа процессов лавинной седиментации.

Суждения о среднем, нормальном распределении вещества имеют количественную основу. Они базируются на сопоставлении среднего стока рек и площади дна Мирового океана; эта величина называется модулем терригенной аккумуляции. Он равен для Атлантического и Северного Ледовитого океанов 33,4 т/км^2, для Тихого 41,6 т/км^2, для Индийского 114 т/км^2, а в среднем для Мирового океана – около 54 т/км^2 в год [Лисицын, 1974]. Резкие превышения этих средних значений в сотни и тысячи раз отвечают лавинной седиментации, понижения отвечают нормальной седиментации – области дефицита осадочного вещества.

Большая часть площади поверхности земли принадлежит к области нормальной седиментации (площадь области дефицита осадочного вещества составляет около 90% дна морей и океанов). Но главное значение для накопления осадочного вещества имеет небольшая по площади часть поверхности земли (около 10%) – область лавинной седиментации. Именно здесь концентрируется львиная доля осадочного вещества. Области дефицита оказываются, таким образом, количественно связанными с областями избыточного (по отношению к модульным средним количествам) накопления осадочных масс: чем больше изъятие вещества из общего баланса в лавинные области, тем больше его дефицит в пелагиали. Поэтому их рассмотрение должно вестись совместно.

ДЕФИЦИТ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ОКЕАНАХ И МОРЯХ, СОПОСТАВЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ С ОСОБЕННОСТЯМИ СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время литология располагает довольно обширным набором методов количественного изучения распределения осадочного вещества. Среди них определения концентрации вещества во взвешенной форме (взвеси) или в растворах, определение скорости оседания взвеси и потоков осадочного вещества с помощью разнообразных седиментационных ловушек, комплекс независимых методов определения скоростей седиментации (биостратиграфия, методы определения абсолютного возраста, магнитостратиграфия, изотопные методы, сейсмостратиграфия и др.), наконец, определение мощности слоев с помощью глубоководного бурения и методов геофизики (сейсмостратиграфия), определение мощности и возраста осадочной толщи в целом.

Все эти многочисленные исследования показывают, что в пелагических областях океана, за пределами глубин 3–4 км накопление осадочного вещества крайне незначи-

тельно. Здесь ничтожны концентрации взвеси – в среднем 0,1 мг/л против среднего 360 мг/л для рек мира [Лисицын, 1974], очень низкие скорости седиментации (обычно в пределах 1–10 мм/1000 лет против более 1000 мм/1000 лет для устьев рек и основания склона), ничтожна и мощность осадочной толщи, залегающей на базальтовом ложе, – в ряде мест она меньше 100 м и только по окраинам океана превышает 1 км.

Максимальный возраст существующих океанских котловин, по данным бурения, составляет около 150–160 млн лет, а ежегодная поставка твердого осадочного вещества в океан более 12 км^3 [Лисицын, 1974]. Можно подсчитать, что общий объем осадочных отложений в Мировом океане (с включением морей) составит 1800 млн км^3. Общий объем океанских впадин равен 1370 млн км^3. При таких соотношениях осадки за время жизни океана должны были бы не только полностью заполнить океаны, распределяясь на дне слоем мощностью 4–6 км, но и значительно возвышаться над их уровнем.

Площадь Мирового океана равна 361 млн км^2, что дает возможность определить теоретическую среднюю мощность его осадочной толщи – 1800 : 361 = 5 км. Средняя же реальная мощность осадочной толщи океана, определенная мною на основании анализа карт распределения мощностей, оказалась равной 459 м [Лисицын, 1980], т.е. в 10–11 раз меньше теоретической (нормальной). Сводная карта распределения мощностей, которая будет приведена дальше, основана не только на данных геофизики, она проконтролирована глубоководным бурением более чем в 600 точках дна, а на шельфе – многими тысячами нефтяных скважин.

Естественно предположение, что современные скорости седиментации намного отличаются от скоростей, имевших место для океанской седиментации геологического прошлого, что объясняется различием мощностей. Анализ изменения скоростей во времени показывает, что средние значения скоростей в среднем в мелу и олигоцене составляли 2–7 Б, повышение их в эоцене было в два раза, а в неоген-четвертичное время – в 2–4 раза [Лисицын, 1980; Davies et a.l, 1977; Worsleg, Davies, 1979]. Несмотря на изменения средних скоростей за 150 млн лет в 2–4 раза, этим фактором нельзя объяснить указанный выше дефицит в накоплении осадков (10–11 раз).

4945

Основываясь на новых картах мощностей осадочной толщи Мирового океана, автор определил фактический объем осадочных отложений на дне Мирового океана; он оказался равным 133 млн км^3 (Атлантический – 61,6; Индийский – 26,2; Тихий – 45 млн км^3).

Таким образом, фактически в океанах находится в 10–15 раз меньше осадочного материала, чем можно было бы ожидать. И дело не в снижении твердого стока в геологическом прошлом сравнительно с современным значением равным, около 12 км^3. Наоборот, судя по связи твердого стока с климатом и судя по площади суши, располагавшейся в мезозое и кайнозое в области теплого и влажного климата, эта цифра поставки должна восприниматься как минимальная. В геологическом прошлом океанов она могла возрастать в 1,5–2 раза и более [Лисицын, 1980]. Налицо значительный дефицит осадочного вещества в океанах как для современного этапа (по концентрации взвеси и скоростям современного осадкообразования), так и для всего обозримого геологического прошлого океанов – по мощностям и скоростям седиментации в прошлом [Лисицын, 1980]. Многие крупные литологи воспринимали резкое расхождение расчетных данных и фактической картины распределения концентраций, скоростей и мощностей как доказательство ошибочности методов количественной литологии [Страхов, 1976, 1978].

Впервые примененный автором этих строк подсчет реальных (а не расчетных) абсолютных масс осадочного вещества в океане, основанный на независимых методах, позволил охарактеризовать этот дефицит вещества для последних 0,7 млн лет количественно. В пелагические области океана, которые занимают главную часть поверхности земли и, таким образом, составляют основную часть глобального бассейна седиментации, проникает всего 7,8% от стока осадочного вещества с суши [Лисицын, 1977, 1978] (всего около 3 млрд т из поступающих из рек мира 23,92 млрд т) (табл. 1).

Эти цифры могут быть дополнены еще и новыми представлениями о том, что дефи-

Таблица 1

Абсолютные массы терригенного и биогенного (карбонатного и кремнистого) материала в речном стоке и в пелагических осадках океанов (числитель, в млрд т, знаменатель, в %)

Вид осадочного материала	Поступление в речной сток	Отложение в пелагических осадках океанов			
		Атлантический	Тихий	Индийский	Мировой
Терригенный	22,1	0,642	0,784	0,304	1,730
	92,4	52,19	67,90	50,88	58,02
Биогенный:	1,82	0,588	0,37	0,293	1,251
	7,6	47,8	32,08	49,11	41,98
карбонатный ($CaCO_3$)	1,36	0,543	0,305	0,231	1,079
	5,7	44,14	26,46	38,74	36,22
кремнистый SiO_2 аморф	0,46	0,045	0,065	0,062	0,172
	1,9	3,66	5,62	10,37	5,76
Итого:	23.92	1.230	1,154	0.597	2.981
	100	99,99	99,98	99,99	100

цит осадочного вещества в пелагиали возникает вместе с его дефицитом на шельфе океанов и морей. Судя по данным изучения взвеси, скоростям седиментации, мощностям, абсолютным массам в среднем для шельфов мира, современные осадки откладываются только на 30–50% их поверхности, на остальной площади идет размыв с обнажением древних отложений (реликтовых), которые покрывают главную часть (50–70%) шельфа [Creager, Sternberg, 1972].

Только в тех случаях, когда по внешнему краю шельфа расположен естественный барьер – риф или тектоническое поднятие, в пределах шельфа возникает ловушка осадочного материала, в которой идет образование автономного бассейна, развивающегося вплоть до заполнения понижения за барьером. Без такого благоприятного стечения обстоятельств (рифовые ограничивающие барьеры широко развиты на шельфах Северной Америки) главная часть осадочного материала "проскакивает" шельф транзитом – в этом убеждают данные по взвеси, скоростям седиментации и мощностям осадочных отложений. Особенно неблагоприятны условия для накопления мощных толщ на шельфах узких и находящихся в условиях высокой энергии океана (умеренные зоны океана с высокой частотой и большой силой штормов и зыби, сильными течениями, приливо-отливными изменениями уровня).

Приведенные выше количественные показатели дефицита осадочного вещества в океане подтверждаются и независимыми данными по среднему составу осадочного вещества в океане. При балансных подсчетах, основанных на составе речного стока, поставляющего осадочное вещество в океаны, на долю биогенного вещества в осадках ($CaCO_3$, SiO_2 аморф) должно приходиться от 6 до 9,2% [Страхов, 1976]. Отсюда вывод о ничтожной роли биогенного процесса: "В океане геохимический процесс в целом есть прежде всего (на 90–93%) процесс физический, а еще точнее – механический, т.е. процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных; в весьма малой степени (6–9,2%) этот физический процесс осложнен биогенным" [Страхов, 1976, с. 201]. Прямые подсчеты среднего состава океанских осадков показали, однако, ошибочность такого вывода.

На основании наших данных по составу речной и океанской взвеси [Лисицын, 1961,

1964, 1974, 1977 а, б, 1978; Лисицын, Богданов, 1970; Лисицын и др., 1975; Лисицын, Гордеев, 1974; Гордеев, Лисицын, 1978; Богданов, Лисицын, 1979; и др.], собственных данных по среднему составу океанских осадков в верхнем слое, а также в колонках и кернах бурения [Лисицын, 1978, 1980] удалось получить представление о реальном (а не вычисленном) среднем составе отложений океанской осадочной толщи, в которой биогенный материал (сумма $CaCO_3$ + опал + $C_{орг} \times 2$) составляет 40–50% от осадка [Лисицын, с. 12–15, 1978]. Если учесть, что при современной химической методике определения опала средние содержания его занижаются и уточненные значения могут быть выше [Левитан, 1975], то содержание биогенных компонентов составляет в осадочной толще океана около 50% (а не 6–9,2%), т.е. в 6–9 раз выше, чем по определениям Н.М. Страхова. Как и при сопоставлениях объемов, масс, скоростей и других характеристик количественной стороны процесса, данные по вещественному составу показывают, что расхождение это не случайно и не связано с уточнением данных; это принципиальное расхождение в понимании осадочного процесса в целом.

То обстоятельство, что средний состав современных осадков близок к среднему составу осадков океанов в кернах, т.е. на протяжении последних 160 млн лет, говорит о том, что эта закономерность (количественная и качественная) – не случайное событие современного этапа, она характерна для всего мезо-кайнозойского этапа развития океана, а, по данным изучения палеозойских отложений, вероятна и для фанерозоя в целом.

Цифры по среднему составу океанских осадков, указывающие на огромную, ранее недооценивавшуюся роль биогенного вещества (при дефиците терригенного), подтверждаются и независимыми прямыми определениями абсолютных масс накопления биогенного материала и данными по площади распространения биогенных отложений в океане.

Впервые карту скоростей седиментации в Мировом океане автор составил в 1971 г. для современного этапа [Лисицын, 1971] и дал вычисления скоростей независимыми методами, а также определил абсолютные массы не только осадочного материала в целом, но и его биогенных компонентов ($CaCO_3$, $SiO_{2\,аморф}$ и $C_{орг}$, многих элементов и минералов). Таким образом, появилась возможность прямого и надежного (в пределах надежности метода) определения абсолютных масс накопления в донных осадках океана биогенного материала и сопоставления его с абсолютными массами терригенного вещества. За последние 0,7 млн лет в среднем в год поставляется в океан реками 22,1 млрд т взвеси (см. табл. 1), а осаждается в пелагиали 1,730 млрд т, т.е. 7,8%. Подавляющая часть речной взвеси (92,2%) участия в пелагической седиментации не принимает, осаждаясь по периферии океана.

Абсолютные массы $CaCO_3$, по тем же подсчетам, равны 1,079 млрд т в год, а $SiO_{2\,аморф}$ – 0,172 млрд т в год, т.е. на долю только этих двух биогенных компонентов (без $C_{орг}$) приходится 1,25 млрд т, что составляет около 42%, а с учетом $C_{орг}$ – около 50% от реально осаждающегося в океане. Цифра соотношения этих главных составляющих океанских осадков (терригенная и биогенная) по абсолютным массам оказывается близкой к полученной при статистическом определении среднего состава океанских осадков. Данные определения вклада терригенного и биогенного вещества, установленные двумя независимыми способами оказываются близкими.

Третий независимый способ определения вклада биогенной составляющей в сравнении с терригенной – определение площадей развития биогенных осадков в поверхностном слое океана. По подсчетам, сделанным автором совместно с В.Н. Лукашиным, общая площадь распространения биогенных осадков по новейшим картам (осадков, содержащих более 50% $CaCO_3$ и $SiO_{2\,аморф}$) составляет 39,15%. Если учесть также и переходные разности осадков, имеющих 30–50% биогенных компонентов, то площади преимущественно биогенных и обогащенных биогенным веществом осадков оказываются близкими к 50%. Сопоставление этих трех независимых методов подсчета позволяет сделать два очень важных вывода:

1. В пелагиали океана существует огромный дефицит терригенного осадочного материала (сравнительно с его ежегодной поставкой реками).

2. Этот дефицит терригенного вещества имеет своим следствием коренную перестройку всей структуры осадочного вещества в океане, сравнительно с его исходной речной поставкой. Для речной структуры характерны резкое преобладание терригенной компоненты и незначительная роль потенциально пригодных для развития биогенных процессов компонентов ($CaCO_3$ и $SiO_{2\,аморф}$, биогенные элементы), на долю которых приходится всего 6–9%.

Итак, для океанского осадочного вещества, накапливающегося на дне, типично резкое возрастание роли биогенной части, составляющей в среднем половину всей осадочной толщи (по составу, абсолютным массам, мощностям и др.). Это резко ограничивает использование примитивных "модельных" построений и утверждений о том, что геохимия океанских осадков определяется геохимией речных взвесей. Все эти построения оказались в противоречии с фактами, что заставляет искать новые закономерности, увязывающие эти новые факты в единую концепцию.

Колоссальная роль биогенного вещества (и биогенного процесса) не только в том, что его остатки в виде карбонатных и кремневых панцирей, а также $C_{орг}$ составляют половину осадочного вещества, но и в том, что оно играет главную роль в мобилизации осадочного вещества в океане, в переводе растворенных форм элементов во взвешенные. По распространенным долгие годы представлениям, господствующим среди литологов, главное значение в океанской взвеси, как и в донных осадках, должна играть речная взвесь. Прямое изучение десятков тысяч проб взвеси (из всех океанов – от их поверхности до дна) под микроскопом и тонкими аналитическими методами дало неопровержимые доказательства тому, что главная часть взвеси океанов и морей – не терригенная, а биогенная. Биогенный материал составляет обычно более 90% во взвеси, а в ряде мест более 99%, и редкие терригенные частицы буквально тонут в нем [Лисицын, 1964, 1974, 1978].

Образование биосом осадочного материала из растворов (мобилизация осадочного вещества) идет вдали от берегов автономно, подчиняется своим законам, связанным с климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностью (биологическая структура океана [Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982]), и не имеет ничего общего с "гидродинамической концепцией", развивающейся Н.М. Страховым [1976]. Роль биоса в мобилизации осадочного вещества в океане тем более важна, что, как показывают новейшие исследования состава взвеси и растворенных форм элементов в океанской воде, главной формой существования практически всех элементов в океане является не взвешенная, как ранее считали, а растворенная – и в этом коренное отличие речного типа соотношений взвесь/раствор от океанского [Лисицын и др., 1982]. Дефицит осадочного терригенного вещества во взвеси возникает таким образом уже на стадии транспортировки. На границе река–море происходит коренная перестройка структуры стока, начинают резко преобладать растворенные формы, которые переводятся в осадки океана биосом.

Данные для всего Мирового океана и для главнейших рек мира, полученные в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии, в настоящее время используются в геохимии. Геохимия океана не может определяться только геохимией речных взвесей уже потому, что их вклад в общее содержание элементов в океане крайне незначителен. Новые факты заставляют считать, что геохимия океана определяется растворенными формами и их переводом в донные осадки биосом (биоассимиляция и концентрация, биодифференциация, биоседиментация). Биос осуществляет, таким образом, подготовку, перенос и отложение основной части осадочного вещества в океане, является главным фактором, определяющим не только геохимию океанских осадков, но и другие их особенности. Долгое время эта его роль недооценивалась и упускалась геологами-осадочниками, которые изучали в основном донные отложения, где сохраняются лишь следы этой работы, которые невозможно понять без прямого анализа взвеси. Неверный методический подход к изучению процесса приводил к неверным выводам.

Таким образом, налицо дефицит осадочного терригенного вещества в океане – бо-

лее 9/10 его осаждается за пределами изобаты 3000 м. Этот дефицит терригенного вещества приводит к возрастанию относительной роли биогенной составляющей: она возрастает в 6–9 раз сравнительно с определенной при балансных подсчетах по речному стоку, т.е. сокращение роли терригенной компоненты количественно совпадает с возрастанием относительной роли биогенной (сокращение в 9–10 раз отвечает возрастанию в 6–9 раз).

Итак, анализ процессов в области дефицита осадочного вещества – в пелагиали океана – приводит к заключению, что главная часть осадочного материала накапливается за пределами этой гигантской области Земли. Он сконцентрирован на небольшой площади – меньше 10% от поверхности дна – по периферии океанов и моря. Выявление факта такой локализации представляет большое значение. Более того, как будет показано, и в пределах этой локальной по площади области распределение масс вещества идет крайне неравномерно, именно здесь возникают лавинные накопления, колоссальные концентрации, приводящие к тектоническим последствиям – изостатическому прогибанию коры, и для осадочного процесса характерны особые механизмы подготовки, транспортировки, текстуры, особый состав и свойства отложений.

ОБЛАСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА – ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ, СОПОСТАВЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ С ОСОБЕННОСТЯМИ СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

Если выделять главные области лавинной седиментации на Земле, то прежде всего обращают на себя внимание межгорные и предгорные впадины на континентах, а также громадные скопления осадочного вещества в устьях рек (дельтах и эстуариях), которые удалось "просветить" сейсмикой лишь в самые последние годы, и то не все. В этих местах скорость седиментации исчисляется многими тысячами мм/1000 лет, а мощности достигают 12–15 км, а иногда и более.

Еще одна незримая для геолога область лавинной седиментации располагается в океанах у основания континентального склона. Это подводные конусы выноса–фены, имеющие толщи мощностью 10–12, а часто и более 15 км. Огромные скорости и значительные мощности возникают и на шельфе, как отмечалось, в тех случаях, когда транзит осадочного вещества прегражден внешним рифом или поднятием края шельфа. Так как долгое время изучение лавинной седиментации, в частности локализации этого процесса, происходило только на чисто качественном уровне, количественный подход оставался за пределами исследований. И только после внедрения современных методов изучения взвеси, скорости седиментации, абсолютных масс, мощности осадочных отложений (геофизика и бурение) стало возможным понимание развития этой авторегулирующей системы на количественном уровне.

Следует сказать, что и на качественном уровне иногда указывались – часто чисто интуитивно – места главного накопления осадочного вещества. Так, А.П. Виноградов [1967] считал, что в устьях рек и по периферии океана осаждается около 80% твердого стока рек. По мнению Полдерварта, "более 94% общего ежегодного веса материала, сносимого реками в море, удерживается на континентальной платформе и ее склонах" [Полдерварт, 1957, с. 138].

К сходному выводу приходили и некоторые географы, исследователи дельт. По мнению И.В. Самойлова [1952], общее количество осадочного вещества, осаждающегося в устьях рек и не поступающего в океан, составляет 40–50% от стока. Уже эти данные заставляют с большой осторожностью отнестись к балансным подсчетам, поскольку из них следует, что главная часть речной взвеси осаждается вовсе не в океане, а в области коры переходной [Крашенинников, 1971] или континентальной [Наливкин, 1956]. В то же время Н.М. Страхов писал: "В пелагиаль заносится практически половина той терригенной кластики, которая поступает с берега". [Страхов, 1978, с. 37]. В связи с этим большой интерес представляет обсуждение новых фактов по разнообразным количественным характеристикам осадочного процесса.

Кроме терригенного типа лавинной седиментации, существуют и другие генетические типы: биогенный (коралловые рифы и апвеллинги), хемогенный (эвапоритовые толщи), а также вулканогенный. Несмотря на генетическое различие, их объединяет то, что седиментация с ураганными скоростями приводит к появлению особых свойств этих отложений, к изостатическому прогибанию коры и возникновению автономных осадочно-породных бассейнов (ОПБ) [Лисицын, 1982], в которых концентрируется главная часть осадочного вещества. ОПБ представляют собой относительно крупные (площадью от тысяч до первых миллионов квадратных километров) образования, которые в разрезе представляют собой обычно линзы водноосадочных отложений, накопившихся на протяжении миллионов, десятков миллионов и даже сотен миллионов лет. По размерам они подразделяются на мелкие (суббассейны), их минимальный размер определяется возможностью изостазии и определяется в 100–300 км в поперечнике; промежуточные и крупные (или мегабассейны). Самый крупный из известных ОПБ – Западно-Сибирский имеет площадь 3,2 млн км^2, а объем около 7 млн км^3. Учение об ОПБ было развито геологами-нефтяниками первоначально на чисто эмпирической основе. Для превращения ОПБ в нефтегазоносный бассейн, как это было показано Н.Б. Вассоевичем (1967) и многими другими, необходимо чтобы осадочный слой был мощным и накапливался с лавинными темпами. Это приводит к изостатическому прогибанию, причем термобарические воздействия на органическое вещество (термолиз и термокатализ) приводят к превращению рассеянной в породах органики в нефть и газ. Нефтегазоносность – свойство тех ОПБ, в которых осадочные отложения достигли стадии катагенеза (точнее метакатагенеза). Это воздействие, по учению Н.Б. Вассоевича и его школы, должно быть достаточно длительным – не менее 1 млн лет, а размеры бассейна достаточно большими – не менее 1000 км^2.

Нефтяники, таким образом, первыми стали выделять в пределах конечных водоемов стока отдельные автономно развивающиеся участки, где осадочный процесс развивается крайне специфично [Брод и др., 1953, 1965; Кузнецов и др., 1970; Левин, Хаин, 1971; Соколов, 1968; Соколов и др., 1973; Высоцкий и др., 1972; Хаин, Соколов, 1973; Бурлин и др., 1977; Левин, 1979].

Главные области лавинной седиментации распóлагаются на границе суши и океана – в области окраины континентов, которая стала выделяться и изучаться совсем недавно [Геология континентальных окраин, 1979; Конюхов, 1982].

Вскрытые при современных исследованиях колоссальные по масштабам и следствиям процессы лавинной седиментации приводят некоторых ученых к выводу о том, что обнаруженные под водой ОПБ континентальных окраин отвечают геосинклиналям геологического прошлого [Дикинсон, 1974].

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЛАВИННУЮ СЕДИМЕНТАЦИЮ. УРОВНИ И ПОЯСА ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Для того чтобы началось движение рыхлых масс вещества, подготовленных выветриванием, необходим перепад высот. Под действием гравитационных сил происходит перемещение рыхлого материала с более высоких гипсометрических уровней на более низкие. Чем больше перепад высот, тем, как известно, напряженнее процессы перемещения, и, наоборот, при минимальном перепаде они становятся наименьшими. Поэтому осадочное вещество накапливается у основания склонов гор, в более крупных масштабах – в межгорных и предгорных впадинах континентов, а в океане – у берегов, основания континентального склона и у основания склонов хребтов, подводных гор и островов. Главная часть вещества, переносимого потоком, обычно сгруживается там, где теряется несущая сила потока.

Исходя из такой упрощенной схемы количественного распределения осадочного материала (она меняется в широких пределах в связи с зональностью осадочного процесса, влиянием тектонических факторов и др.), рассмотрим гипсографическую кри-

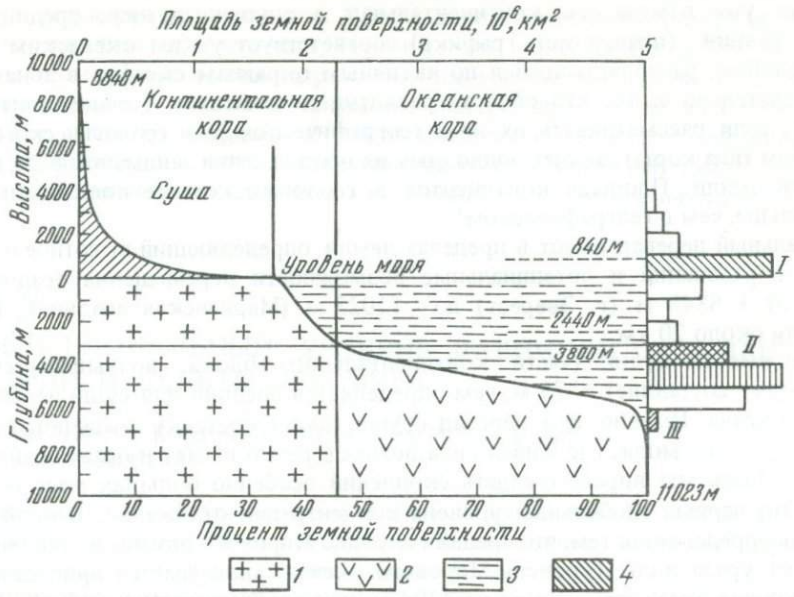


Рис. 10. Гипсографическая кривая Земли в сопоставлении с ее главными структурными единицами (континентальная и океанская кора)

1 – континентальная кора; *2* – океанская кора; *3* – воды океана

вую Земли и отметим на ней области вероятного максимального сгруживания осадочного вещества, имеющие глобальные масштабы. Гипсографическая кривая Земли (рис. 10) показывает соотношения площадей поверхности, находящихся на различных высотах на суше (или глубинах в океане). На ней, в частности, видны соотношения перепадов высот, т.е это кривая идеального профиля поверхности нашей планеты в целом, включая континенты и океаны. Здесь же показаны и гистограммы площадей поверхности с интервалом в 1 км.

Из рисунка видно, что материки отделены от океанов резким изгибом кривой, что отвечает смене типов земной коры: континентальной – выше 3000 м и океанской – ниже данного уровня (подтверждено современными данными геофизики). Континенты и океаны есть не только геоморфологические, но и главные структурные единицы земной коры. Это весьма существенное обстоятельство и для осадочного процесса, поскольку осадочный материал, отложившийся на глобальном уровне выше 3–4 км, т.е. начиная с основания континентального склона и выше, оказывается в области континентальной коры (хотя в географическом понимании это дно периферии океана). Его дальнейшая судьба связана с закономерностями развития континентальной коры, несмотря на то что отложение происходило по формальным признакам в океане (по географическому положению). Осадочный материал, отложившийся на океанской коре, далее развивается в соответствии с закономерностями развития коры океанского типа. Граница океанов и континентов проходит не по береговой линии, а с точки зрения геологической значительно глубже, она соответствует геофизической границе между типами коры (океанской и континентальной), т.е. проходит обычно по основанию склона на глубинах 3–4 тыс. м и закрыта осадками.

Вся поверхность земли, таким образом, разделяется как бы на две части (континентальную и океанскую), устройство рельефа которых сходно: в левой части каждого такого блока находятся наиболее приподнятые, крутые участки с максимально несущей силой потоков, а в правой – равнины, где живая сила потока, несущего осадочный материал, падает. Гипсометрические уровни этих равнин континентов и океанов разделены по высоте почти на 5 км. Приподнятая часть гипсографической кривой

океана, как уже отмечалось, континентальная, а опущенная ниже средних глубин океанских равнин (правая часть графика) соответствует узким океанским глубоководным желобам, располагающимся по активным окраинам океанов в зонах субдукции. Примечательно и то, что области развития континентов (точнее континентальной коры), если рассматривать их не в географическом, а в геологическом понимании (с учетом типа коры), за счет подводных их продолжений занимают не 29, а 45–50% поверхности земли. Площадь континентов в геологическом ее понимании почти в два раза больше, чем в географическом!

Максимальный перепад высот в пределах земли, определяющий высотное положение осадочных образований и потенциальные возможности перемещения осадочного вещества, – от + 8848 м (г. Эверест) до –11023 м (Марианская впадина), т.е. равен 19871 м, или около 20 км.

Средняя высота суши (части континентального блока, возвышающегося над уровнем моря) составляет +875 м, чем определяется средний для суши перепад высот до уровня океана. Именно этот перепад осуществляет поставку осадочного вещества потоками к уровню моря, где живая сила потоков резко падает и осадочный материал осаждается. Здесь мы вправе ожидать скоплений особенно больших масс осадочного вещества. Это первый глобальный уровень концентрации отложений. Второй глобальный уровень определяется тем, что средняя глубина Мирового океана составляет 3794 м, и участок от уреза воды (уровень Мирового океана) оказывается приподнятым над средним уровнем океанских равнин на 3794 м, или приблизительно на 4 км. Это создает возможность для перемещений рыхлых масс осадочного вещества уже не в субаэральных условиях, а в царстве вод океана на глубине около 4 км. Здесь снова можно ожидать крупных скоплений осадочного вещества, приуроченных к основанию континентального склона, т.е. на глубинах 3–4 км, в области называемой континентальной окраиной. Таким образом, из гипсографической кривой и из гистограмм распределения наибольших по площади участков суши и океана (высоты от 0 до 200 м и на суше занимают 9,5% от поверхности земли, а глубины от 4 до 5 тыс. м в океане – 23,3% от поверхности) следует, что наибольшие скопления рыхлого осадочного вещества можно ожидать на двух гипсометрических уровнях – близ уровня океана, где резко падает несущая сила континентальных потоков (реки, ручьи), и у основания материкового склона, где резко падает несущая сила подводных гравитационных потоков, перемещающих осадочное вещество (турбидиты, зерновые потоки, оползни и др.).

Есть и третий глобальный уровень, ниже которого гравитационное перемещение осадочного вещества уже невозможно, – это уровень максимальных глубин глубоководных желобов. Для современного этапа он определяется глубиной около 11 км, причем эта глубина зависит от скорости субдукции и в геологическом прошлом могла меняться. Желоба являются частью активных окраин, принадлежат к области погружения океанской коры и их донные отложения, в том числе и отложения нижнего глобального уровня, в разрезах геологического прошлого обычно не сохраняются.

Таким образом, в соответствии с основными структурными элементами земной коры может быть выделено три глобальных уровня лавинной седиментации: верхний (первый) близ уровня океана (на границе суша–море), средний (второй) у основания континентального склона (на границе континентальной и океанской коры), и нижний – соответствующий дну глубоководных желобов (третий). В геологической летописи чаще всего встречаются отложения двух верхних глобальных уровней.

Наряду с этими общими для всей планеты и определяемыми строением ее главных структурных элементов уровнями, которые на карте складываются в пояса лавинной седиментации, выделяются также и региональные уровни – уровни межгорных и предгорных прогибов на суше и такие же уровни на дне океана. Скорости седиментации здесь ураганные, мощности рыхлых отложений нередко достигают 10 км и более, они изостатически компенсируются, сохраняются в геологической летописи, т.е. имеют все признаки лавинной седиментации, однако по масштабам эти области лавинной седиментации уже не относятся к глобальным поясам, это региональные образования. Их раз-

витие определяется развитием отдельных структур, а также общих для всей Земли главных и структурных элементов. Общая длина материковых окраин, к которым приурочена лавинная седиментация, огромна: она определяется в 350 000 км. Смена типа коры геоморфологически выражается здесь в последовательной смене шельфа, уступа материкового склона и широкого материкового подножия. Эти поднятия, долгое время чисто географические, стали приобретать геологический смысл. Область лавинной седиментации – это и зоны смещения гетерогенного материала: терригенного, биогенного, а на активных окраинах также и эндогенного (вулканического).

Глава II

ПЕРВЫЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ – ЭСТУАРИИ И ДЕЛЬТЫ РЕК МИРА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СОСТАВА ВЕЩЕСТВА

Подтверждаются ли современными исследованиями выводы о том, что в дельтах, занимающих всего около 2% от поверхности Земли (около 5 млн км^2), формируется главная часть осадочного вещества рек – более 50%?

Ниже приводятся новые количественные данные, которые позволяют утверждать, что для современного геологического этапа устья рек – это главные глобальные области концентрации осадочного вещества Земли.

При впадении рек в океан речная вода теряет скорость и, таким образом, несущая сила турбулентного потока резко снижается, что приводит к быстрому отложению взвеси. Другая причина в том, что на барьере река–море происходит смешение речных вод с электролитом–морской водой, что вызывает перезарядку коллоидов с прохождением изоэлектрической точки, происходит массовая флоккуляция с выпадением возникающих хлопьев в осадок.

Важное значение имеет также и биогенный процесс: по продуктивности дельты сравнивают с сверхпродуктивными областями – коралловыми рифами, экваториальными дождевыми лесами или кукурузными полями. Биологическая продуктивность в дельтах почти в 20 раз выше средней продуктивности морей и океанов и почти в 10 раз выше продуктивности прибрежных вод [Одум, 1975]. Биос для своего развития использует только растворенные формы элементов, и, таким образом, обильное поступление минеральных солей с речной водой приводит к тому, что здесь в крупных масштабах происходит перевод растворов речных вод во взвесь (панцири и тела организмов планктона), т.е. идет дополнительная генерация взвеси. Вместе с фитопланктоном, создающим первичную продукцию, развивается и зоопланктон – растительноядные организмы, питающиеся взвесью, которую они отделяют фильтрацией и связывают в крупные комки-пеллеты, быстрооседающие на дне. Итак, уже в дельтах биос ведет как мобилизацию осадочного вещества (перевод его из растворов в биогенную взвесь), так и транспортировку и отложение с пеллетным потоком [Лисицын, Виноградов, 1982]. Итак, в дельтах идет быстрое накопление материала под действием как физико-химических, так и биологических факторов. Область смешения речных и морских вод, представляющая собой полузамкнутый прибрежный водоем, свободно сообщающийся с морем и подверженный действию приливов, называется эстуарием. В широком плане эстуарии – это области, где располагается барьер река–море. Наряду с дельтами и лагунами – это главные образования на первом глобальном уровне лавинной седиментации.

Дельты (рис. 11) формируются при условии поступления большого количества осадочного материала, а также в условиях, благоприятных для его отложения [Чистяков, 1980]. В тех случаях, когда поступление осадочного вещества не очень велико, а условия осаждения затруднены сильными приливо-отливными течениями, большими перепа-

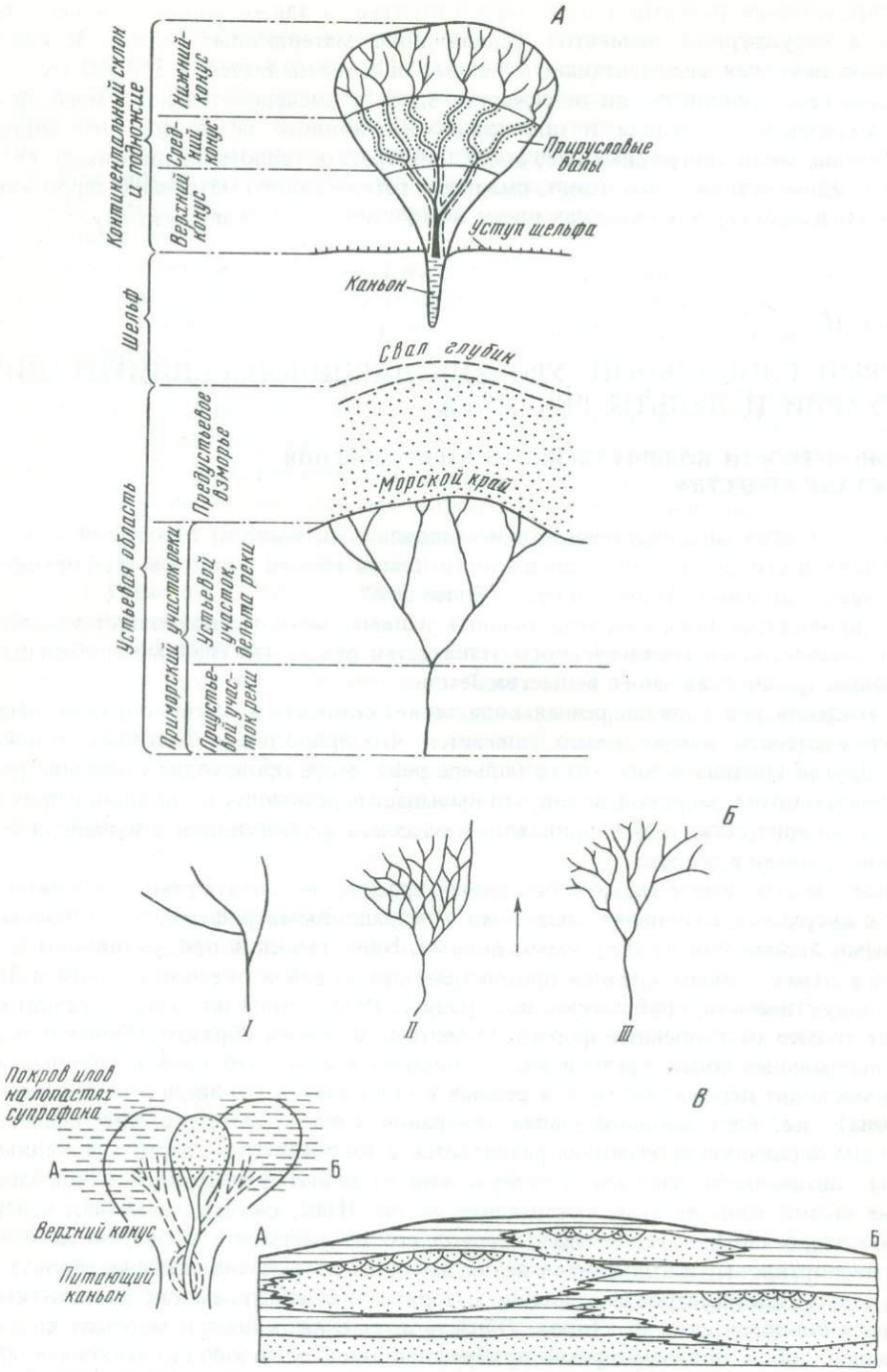


Рис. 11. Схема строения дельт и подводных конусов выноса

А – строение дельты (внизу) и подводного конуса выноса у основания материкового склона (вверху); *Б* – главные типы дельтовых рукавов: I – ветвящиеся, II – переплетающиеся, III – одиночные русла; *В* – распределение осадков в поверхностном слое и на разрезе через подводный конус выноса по линии *А–Б*; *Г* – разрез через типичную дельту (р. Миссисипи): *1* –пески; *2* – алевритовые и песчаные отложения; *Д* – разрез дельты по линии река–море: *1*– алевритовые пески дельты; *2* – алевритово-глинистые осадки прадельты; *3* – прибрежные глины; *4* – краевые осадки; *5* – древняя поверхность осадконакопления и породы ложа дельты. Пунктир – изохронные линии

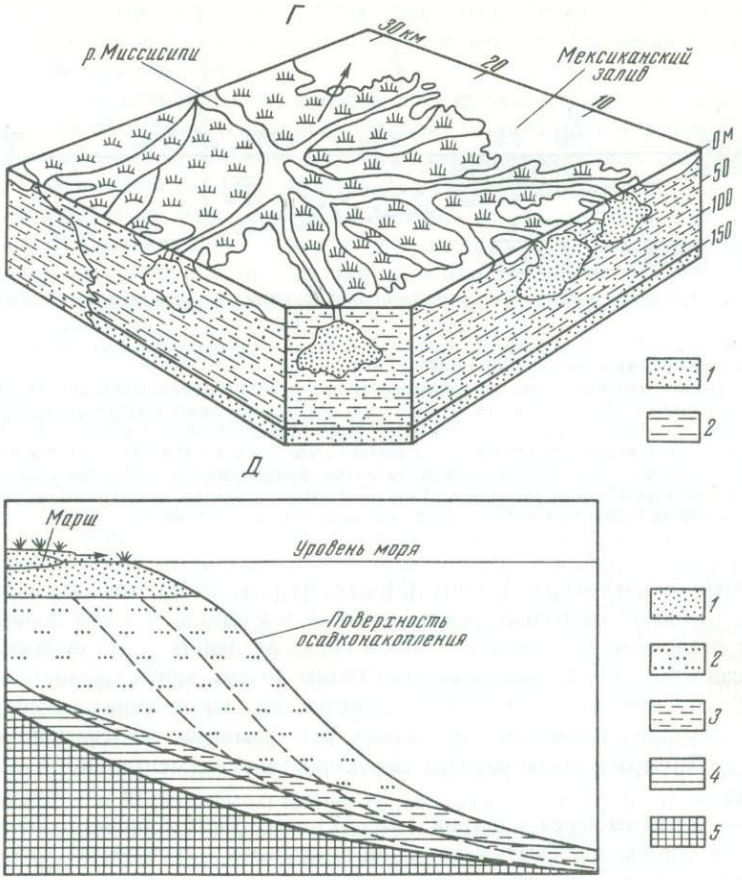


Рис. 11 (окончание)

дами уровней, частыми и сильными штормами и др., размеры дельт сокращаются, они оказываются деформированными и постепенно переходят в эстуарии. Эстуарии, так же как и дельты, – области подготовки огромных количеств осадочного вещества, но его отложение не идет на месте (близ зоны смешения), как в дельтах, он смещается под влиянием гидродинамики на более низкие батиметрические уровни. Часто эстуарий продолжается в виде подводной дельты или конуса выноса (если отложение идет ниже бровки шельфа, например р. Св. Лаврентия и др.)

Дельты рек-гигантов так велики, что разделение их отложений на два уровня (на шельфе подводная часть дельты и у основания материкового склона – подводные конуса выноса) часто сделать невозможно. Таковы дельты Амазонки, Ганга и Брахмапутры и др. Для крупных и средних рек удается разделить эти две части. Под влиянием течений они нередко оказываются смещенными не только по высотному уровню, но и в пространстве; их близость и связь с одним источником определяется по составу осадочного вещества (минералогия и другие индикаторы).

Совсем недавно изучались лишь надводные части дельт, причем исследования в основе своей были географическими и геоморфологическими. Лишь с постановкой в широких масштабах глубинного бурения в дельтах, а также при проведении геофизических исследований было установлено, что надводная их часть, как надводная часть айсберга, это только ничтожная доля их общей толщи. Главная же область дельт находится под водой.

Для устранения противоречия в географическом понимании дельт и геологическом

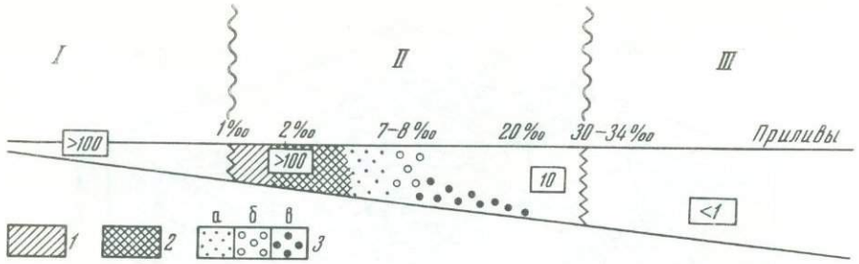


Рис. 12. Главные процессы в зоне смешения речных и морских вод на схематическом разрезе через эстуарий

I – пресные воды; II – солоноватые воды; III – соленые воды. Области концентраций осадочного вещества на барьере река–море ("пробки")

1 – иловая (максимальная концентрация взвеси, значительно превышающая исходную речную); *2* – органо-минеральная (флоккуляция фулиево-кислот и гуминовых кислот растворенных в речной воде на контакте с морской водой, соосаждение растворенного железа и др.); *3* – биологическая пробка – расцвет фито-и зоопланктона солоноватых вод. Главные биологические процессы на барьере (*3*): *а* – массовое развитие фитопланктона; *б* – массовое развитие зоопланктона (фильтраторов); *в* – массовое развитие бентоса (донных фильтраторов). Типичные концентрации взвешенных веществ в воде на рисунке даны в рамках (в мг/л)

(седиментологическом) Мур и Асквит [Moore, Asquit, 1971] предложили включать в определение "дельты" не только массы осадков в надводной части дельты, но также и подводное осадочное тело дельты. Таким образом, дельта – это субаэральное и субаквальное осадочное образование в водной толще (озера, моря, океана), возникающее в результате скопления речного осадочного вещества. Накопление осадочного вещества в дельтах и эстуариях количественно может быть измерено по изменению концентрации взвеси до барьера и после барьера, по скоростям седиментации, по мощности осадочной толщи.

Схематически разрез через эстуарий (рис. 12) дан с учетом физико-химических условий среды (их удобно выражать через один показатель – соленость). Обычно выделяется три главных части: пресноводная – соленость до 1%, солоноватоводная – до 20–30‰ и соленая – более 30‰). Напомним, что средняя соленость морской воды 34‰ (табл. 2). Для пресноводной части эстуария типичны высокие концентрации

Таблица 2

Изменение важнейших литолого-геохимических показателей на барьере река–море

Местоположение	Тип вод	Соленость вод, %	Среда, pH	Биогенные элементы	Среднее содержание взвеси, мг/л	Главные формы существования элемента
Река	Гидрокарбонатно-кальциевые	< 1	Кислая	Высокое содержание N и P, часто недостаток K	Сотни–десятки тысяч	Господство взвесей (65–95% от общего содержания в воде)
Барьер река–море	Смешанные	1–30	Нейтральная	Переменное содержание	Тысяча–десятки тысяч	Переход речной взвеси в осадок (до 90%)
Море	Хлоридно-натриевые	30–34	Щелочная	Дефицит N и P, избыток K	В среднем около 0,1, т.е. содержание взвеси от устья падает в 1–10 тыс. раз	Господство растворенных форм (50–99% от общего содержания)

взвеси, причем на долю взвешенных форм приходится 65–95%. Для речных вод, господствующих в этой части, особенно характерно высокое содержание гуминовых и фульвокислот, соединений железа.

Главное выпадение речной взвеси, а также флоккуляция гуминовых и фульвокислот, железа происходят во второй (солоноватоводной) части эстуария. Здесь в эстуарии возникает уникальный участок, где концентрация взвеси и скорости ее седиментации значительно выше, чем в самой реке, и тем более, чем в прилегающем море, – так называемая иловая пробка. Чаще всего она возникает при соленостях около 2‰, а основная масса органических кислот флоккулирует и переходит во взвесь при солености около 7–8‰. Поэтому мористее иловой пробки возникает элементоорганическая пробка, поскольку при флоккуляции растворенной органики и железа из воды захватывается значительное количество металлов [Sholkovitz, 1976, 1978 et al.].

Наконец, еще мористее возникает обычно третья биологическая пробка – максимум развития планктона. В различных эстуариях границы пробок могут смещаться, меняются они и в зависимости от сезона и других факторов.

О переводе речной взвеси в донные осадки свидетельствует то, что выше эстуариев средние концентрации ее в речной воде составляют для Ганга – 1200 мг/л, Инда – 2448 мг/л; Хуанхе – 14975 мг/л, Демерара – 3000–10000 мг/л [Лисицын, 1974], а в среднем для рек мира – 360 мг/л, в то время как за пределами барьера рек–море обычные концентрации на шельфе – 1–10 мг/л, а за его пределами на склоне – 1–0,1 мг/л при средней концентрации взвеси в океане около 0,1 мг/л. В качестве граничного значения при выделении лавинной седиментации по концентрации взвеси мы принимаем концентрацию более 10 мг/л. Таким образом, среднее содержание взвеси здесь падает в сотни и тысячи раз, что подтверждается и прямыми определениями скоростей седиментации в эстуариях и дельтах.

В качестве граничного значения для выделения областей лавинной седиментации мы принимаем скорость более 100 мм /1000 лет (100Б). Скорости седиментации в устье р. Потомак и в Чесапикском заливе колеблются от 1600 Б до 18000 Б [Knebel et al., 1981]. В дельте Роны скорость седиментации составляет 5000–6000 Б, в дельте Амазонки – более 100 Б, Нила – 160–320 и более 320 Б. В авандельте Миссисипи – 10000 Б, Иравади – более 2000 Б, Годавари – 1000–3000 Б, р. Пария (Южная Америка) – 10000 Б, а р. Менам (Сиамский залив) – более 30000 Б [Лисицын, 1974, 1978]. Велики скорости седиментации и в Азовском море, представляющем собой

Средние скорости седиментации (Б)	Первичная продукция	Продукционные и фильтрационные системы, биоценозы	Генезис органического вещества	Главные формы существования органического вещества	Диагенетическое преобразование осадочного вещества
100–10	Низкая–средняя	Речные	Терригенное (гумины и фульвокислоты почв)	Господство растворенных форм	Глеевое, сульфатное
100	Очень высокая, лавинная	Солоноватоводные	Терригенно-аутигенный	Массовая флоккуляция (60–80%) соосаждение с Fe, Mn, Al, P	Сульфатное с образованием сульфидов
На шельфе 100–10 в пелагиали 1–10	Низкая	Морские	Аутигенный (морской)	Господство растворенных форм (> 90%)	Сульфатное с образованием сульфидов

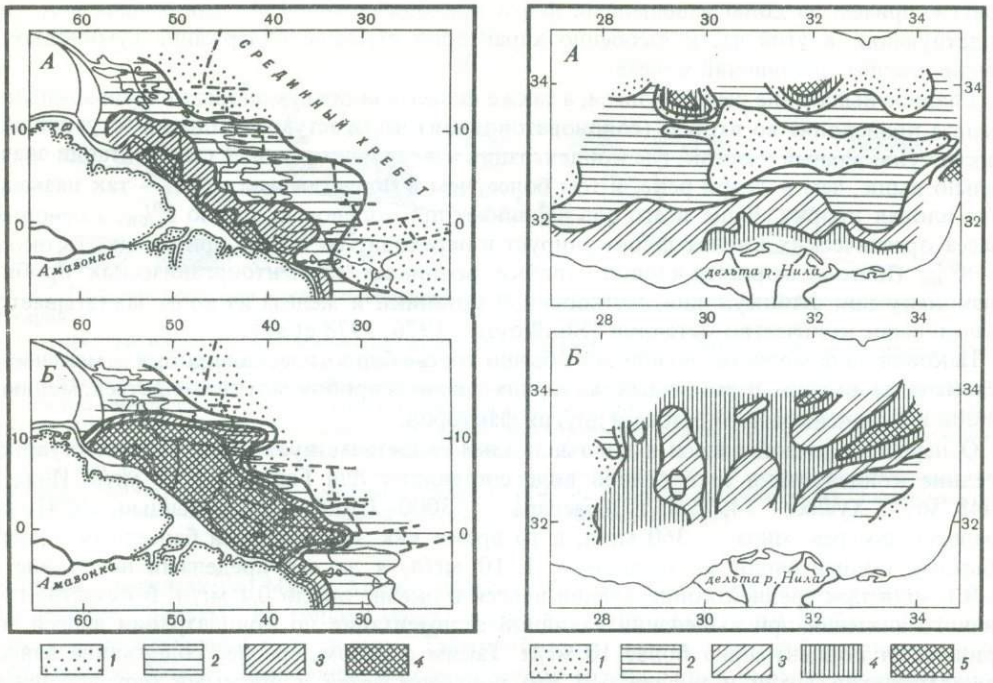


Рис. 13. Скорости седиментации (в мм/1000 лет) в подводных конусах Амазонки и Нила: *А* – голоцен, *Б* – висконсин (23–17 тыс. лет)

Амазонка: *1* – менее 20; *2* – от 20 до 40; *3* – от 40 до 60; *4* – более 60.

Нил: *1* – менее 40; *2* – от 40 до 80; *3* – от 80 до 160; *4* – от 160 до 320; *5* – более 320

крупный эстуарий, – 2400 Б, а также в ряде мест Балтийского моря, также являющегося крупным эстуарием. Для сравнения укажу, что в пелагиали океана средние скорости седиментации находятся в пределах 1–10 Б, на шельфе обычно в пределах 10–100 Б и только в отдельных местах – более 100 Б. Таким образом, скорости седиментации в эстуариях и дельтах, т.е. на границе река–море в сотни и тысячи раз выше, чем в океане, что хорошо видно на схемах скоростей седиментации для крупнейших дельт (рис. 13).

Не менее отчетливо выделяются области лавинной седиментации при использовании другого количественного показателя–абсолютных масс, причем в качестве граничного значения мы предлагаем 5 г/см^2/1000 лет (5 С*).

Яркие доказательства лавинной седиментации с захватом 50–70% осадочного вещества в устьях рек получены при исследованиях рек бассейнов Черного, Каспийского, Азовского, Балтийского, Японского морей, а также морей, впадающих в Северный Ледовитый океан [Конкин и др., 1972; Морозов и др., 1974; Артемьев, 1981; Демина и др., 1978; Демина, 1982; Гордеев, 1982; Чудаева и др., 1981; 1982; и др.]. Особое внимание было уделено анализу не только валовых содержаний осадочного вещества и важнейших элементов, но и изучению различных форм во взвеси и растворах [Глаголева, 1959; Нестерова, 1960; Конторович, 1968; Товстопят и др., 1971; Лубченко, Белова, 1973]. Исследования были проведены также и рядом зарубежных исследователей. В целом работами удалось охватить реки разных климатических зон с разным режимом стока, с разным составом взвеси и растворов [Bowen, 1966; Gibbs,

---

*Единица абсолютных масс, названная по предложению автора этих строк единицей И.М. Страхова, – г/см^2/1000 лет [Лисицын, 1974].

Таблица 3

Ежегодное накопление элементов в осадках океанов в сопоставлении с речным стоком (данные прямых определений методом абсолютных масс [Лисицын и др., 1982])

Элемент	Тихий океан (51,4%) *		Атлантический (22,9%)		Индийский (25,7%)		Мировой океан (100%)	
	млн т	% от речного стока	млн т	% от речного стока	млн т	% от речного стока	млн т	% от речного стока
Al	42,56	7,16	44,47	16,57	21,09	3,10	108,12	7,0
Ti	2,47	8,62	2,12	16,59	1,24	3,78	5,83	7,86
Ga	0,01004	7,71	–	–	0,00442	2,96	–	–
Zr	0,0788	5,38	–	–	0,0338	2,02	–	–
Hf	0,0023	11,10	–	–	0,00095	4,01	–	–
Y	0,03144	15,60	–	–	0,0120	5,21	–	–

*В скобках дана площадь океанов в процентах от Мирового океана (без морей и Северного Ледовитого океана)

1973, 1977; и др.]. Несмотря на значительный разнобой в методике анализов разных исследователей можно сделать выводы, имеющие принципиальное значение для литологии и геохимии, используя материалы отдела геологии океана Института океанологии как опорные. Они касаются как состава взвеси и растворов речных вод, общего количества элементов, приносимых реками к устьям, так, что для наших целей особенно важно, и преобразований в геохимическом облике взвеси и растворов, которые возникают на границе река–море. Главные из этих выводов следующие.

1. В речных водах основная форма существования элементов – взвешенная: для элементов-гидролизатов она составляет от 97,5 до 99,9% [Лисицын и др., 1980, 1982]. Только небольшая группа щелочных и щелочноземельных элементов выносится реками в основном в растворенной форме.

2. На границе река–море происходят резкие изменения в структуре стока элементов: идет выпадение основной их части (70–90%), находящейся в речной взвеси, а также значительной части элементов, находящихся в растворах.

3. Большое значение имеют не только механическая седиментация речной взеси из-за снижения несущей силы потока при подпруживании речных вод океанскими, но и процессы соосаждения. Главнейшими сорбентами являются органическое вещество (находящееся в речной воде в растворенной и коллоидной формах), а также железо, находящееся в тех же формах. В устьях рек выпадает от 80 до 95% растворенного железа. Процессы флоккуляции приводят к тому, что поведение большинства элементов на границе река–море не консервативно, т.е. их концентрация не находится в прямой зависимости от солености вод. [Лисицын и др., 1981; Демина, 1982]. Рассматривая выпадение различных элементов на этом барьере из взвеси, можно заключить, что для большинства элементов в среднем от 50 до 90% от исходного их содержания в речной взвеси выпадает на барьере река–море (табл. 3). В ряду потерь элементов в его левой части (где потери максимальны) стоят железо, медь, алюминий, что соответствует рядам стабильности комплексов металлов с органическими кислотами (гуминовыми и фульвокислотами), а также адсорбции на свежей гидроокиси железа.

4. Если для взвешенной части элементов ведущая роль принадлежит механической дифференциации и флоккуляции, то для растворенных форм главное значение имеет сродство элементов с железом и органическим веществом, а также захват их биосом и вовлечение в его автономную систему.

5. В эстуариях происходит смена и основной формы существования элементов: в речных водах она взвешенная, в океанах – растворенная [Гордеев, Лисицын, 1978].

6. Меняются и иные формы элементов в растворенной и взвешенной частях: в речных

взвесях господствуют инертные формы (большая часть элементов находится в кристаллических решетках минералов взвеси), в океане преобладают формы подвижные, в том числе связанные с биосом [Демина, 1982].

7. В корне меняются и соотношения главных растворенных элементов воды, которые определяют ее тип: от гидрокарбонатно-кальциевых, обычных для большей части рек, до хлоридно-натриевых океанских.

Весьма показательны количественные характеристики, полученные при определении общей мощности осадочных отложений дельт Ганга и Брахмапутры – более 15 км; для дельты Амазонки максимальная мощность достигает 12 км, для других дельт крупных рек – 5–10 км.

С помощью бурения и геофизическими методами удалось определить не только вертикальную протяженность дельт, но и площади их развития, а также форму осадочного тела, что в конечном счете позволяет оценить объем осадочных образований некоторых дельт. Эти цифры для рек следующие (в км^3): Рейн 10^4; Рона $1{,}5–3{,}0 \times 10^5$; Дунай $1{,}3 \times 10^5$; По $7–9 \times 10^4$.

Грандиозны объемы дельтовых отложений крупнейших рек. Например, гигантская подводная дельта того же Ганга и Брахмапутры имеет объем около 5×10^6 км^3, что в 10 раз больше объема Черного моря. Для создания такого осадочного тела только речной взвесью нужно речной сток всех рек мира полностью направить в эту дельту, и для ее заполнения осадками при этом потребовалось бы 400 тыс. лет! Питание же Ганга и Брахмапутры идет главным образом из горной системы Гималаев. Подсчеты показывают, что для подобного осадочного тела необходимо несколько раз полностью размыть Гималаи. Но Гималаи тем не менее сохранились, что связано с их непрерывным ростом и сопровождающейся при этом активной эрозией.

Скорости поднятия горных сооружений в настоящее время удается определять с применением трекового метода [Zeitler et al, 1980]. Например, скорость поднятия Малых Гималаев (Пакистан) в интервале времени 55–15 млн лет (кайнозой) составила 100 мм/1000 лет, а в интервале времени 21–17 млн лет она увеличилась до 750 мм/1000 лет. За последние 17 млн лет средняя скорость поднятия составила здесь 200 мм/1000 лет [Zeitler et a.l, 1980].

Сходная картина устанавливается также и для Альп. Скорость денудации Альп составляет около 100 м в 1 млн лет [Menard, 1964], а по другим данным – до 1000 м [Clark, Jager, 1969], что почти в 10 раз ниже скорости денудации Гималаев. Конус выноса Роны (главной реки, дренирующей Альпы), по данным бурения и геофизики, формировался за счет эрозии Альп около 30 млн лет. За это время при современной интенсивности денудации уровень Альп должен был понизиться на 12 км (в то время как их современная высота достигает 4,8 км).

Новые определения скорости денудации Альп с применением методов геобарометрии и прямого определения объемов осадочных веществ, снесенных с Альп, привели к заключению, что общая эрозия составляет 20–25 км с максимальными значениями около 40 км [England, 1981]. При этом около 50% эрозионного материала было отложено в непосредственной близости от очагов размыва.

Главные осадочно-породные бассейны Центральных и Западных Альп представлены следующими цифрами массы осадочного вещества ($\times 10^{17}$ кг): р. Роны и Болеарской абиссальной равнины – 8; молассы и гельветского комплекса – 2,8; р. По и Адриатического моря – 4; Северных Апеннин – 2,2. Всего, таким образом, в ОПБ Центральных и Западных Альп содержится 17×10^{17} кг осадочного вещества, смытого с Альп. В главных ОПБ Восточных Альп осадочные породы составляют: Венско-Паннонский – 6,2; конус выноса р. Дунай – 0,8–1,2; моласса и северные известняковые Альпы – 3,7, что в сумме для ОПБ Восточных Альп равняется 11×10^{17} кг осадочного материала, а для всех ОПБ, связанных с размером горной системы Альп – 28×10^{17} кг ± ± 20%. По данным геобарометрии, объем эродированных масс оказывается близким к прямым определениям, т.е. 25×10^{17} кг.

Таким образом, для формирования в устьях рек крупнейших осадочных тел мате-

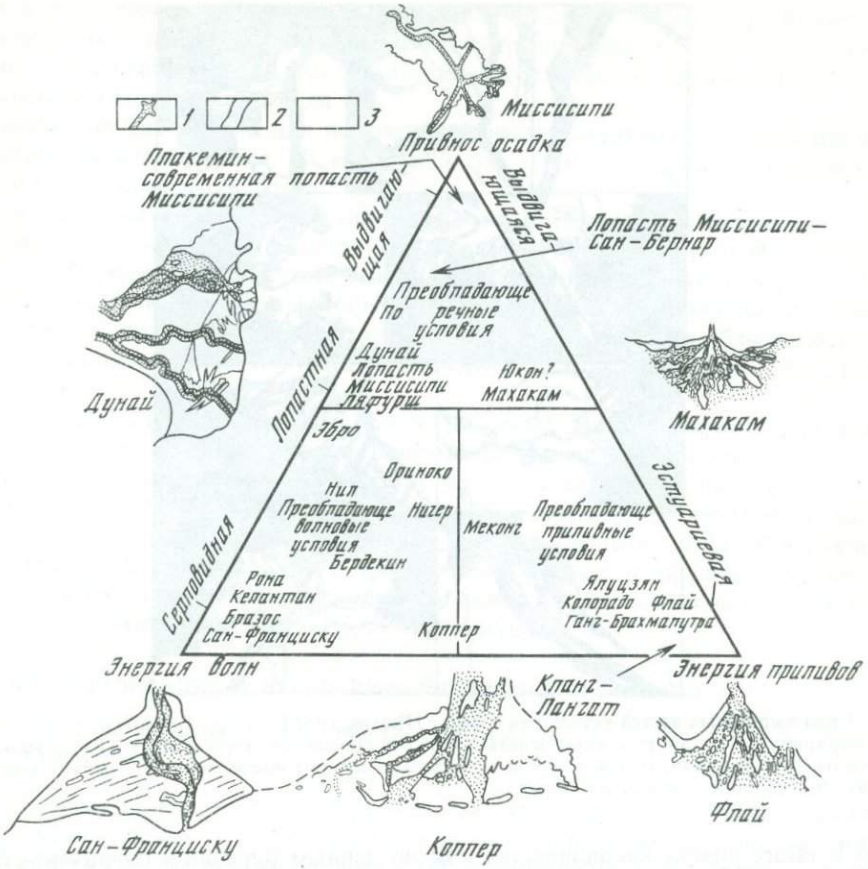


Рис. 14. Типы дельт в зависимости от соотношения интенсивности поступления осадочного материала, энергии волн и энергии приливов [Галловей, 1979]. Соотношение этих показателей определяет морфологию дельты и условия лавинной седиментации в ней.

Фации отложений; *1* – речные, в основном пески; *2* – края дельты, в основном пески; *3* – заиленные берега и марши-болота (в основном илы)

риала, возникающего при денудации горных сооружений, в их водосборе оказывается недостаточно: даже при полном уничтожении эти горы не могли были обеспечить такого количества осадочного вещества. Для обеспечения питания осадочным материалом необходим непрерывный рост горных сооружений, т.е. влияние тектонического фактора. При сокращении их роста даже огромные горные сооружения довольно быстро срезаются эрозией (особенно в экваториальной зоне), и лавинная седиментация затухает. Области лавинной седиментации особо крупных масштабов – это как бы "антигоры", т.е. осадочные образования, связанные с разрушением крупных горных сооружений, коррелятные отложения толщи гор. Без роста гор невозможен рост "антигор" на дне водоемов.

Массовое накопление осадочного вещества в пределах океанов и морей идет в узкой их части, которая составляет менее 1/10 от площади Мирового океана. Эта полоса отвечает границе континентов и океанов и в ее пределах по гипсометрическому положению выделяются два глобальных уровня: 1) на границе река–море, 2) у основания материкового склона. Существует еще и третий глобальный уровень – глубоководные желоба, осадки которых уходят в зону субдукции и в геологическом разрезе обычно не обнаруживаются.

В плане эти глобальные уровни выражаются в виде поясов лавинной седиментации –

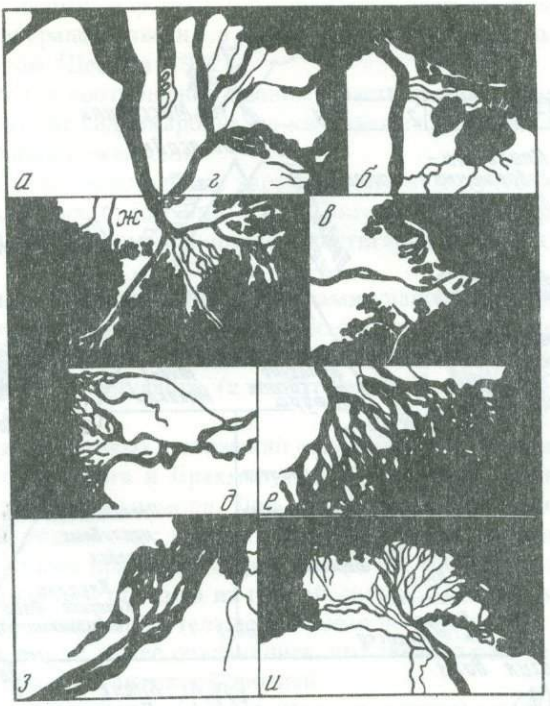


Рис. 15. Типы надводных частей устьев рек и дельт [Панов, 1956]

а – эстуарий; *б,в* – однорукавные дельты (типа рек Магдалена, Эбро и др.); *г,д,е,* – многорукавные дельты (Хуанхе, Дон, Волга и др.) *ж* – лопастная дельта (Миссисипи); *з* – дельта выполнения (Печора); *и* – выдвинутая дельта (Лена)

именно в таких поясах накапливается как по данным бурения и геофизики, так и по другим количественным показателям, около 90% осадочного материала. Этим создается большой дефицит осадочного вещества в пелагиали океанов. Отмечено, что в поясах лавинной седиментации накопление осадков идет крайне неравномерно. Выделяются участки как с громадными скоростями осадконакопления, так и с малыми скоростями. В первых массы осадочного вещества так велики, что они компенсируются непрерывным прогибанием коры; возникают локализованные осадочно-породные бассейны, развивающиеся автономно, независимо от конечных водоемов стока.

Примечательно, что уже на первых стадиях транспортировки осадочного вещества по поверхности земли реками наблюдается стремление к концентрации его в определенных узких по протяженности областях. Естественно, что перенос осадочного материала реками тем больше, чем больше его поставляется с каждого квадратного километра водосбора. Максимальная поставка, как известно, имеет место в экваториальной зоне – здесь 1 км^2 водосбора дает более 1000 т осадочного вещества, в то время как в холодных частях умеренных зон менее 5 т, т.е. в 200 раз меньше [Лисицын, 1974]. Если выражать смыв вещества с континентов в отрицательных значениях скоростей, то в экваториальной зоне он лавинный – превышает –500Б. К экваториальной зоне приурочены также наиболее многоводные реки, и понятно, что как по водному, так и по твердому стоку именно к этой зоне относятся все реки-гиганты.

Только 12 крупнейших рек мира поставляют от 1/3 до 1/2 осадочного материала к берегам, т.е. около половины всего осадочного вещества Земли сгруживается в 12 точках у берегов океана (см. рис. 8). Понятно, что такие места требуют анализа в первую очередь, ведь именно в этих частях лавинный процесс проявляется с особой яркостью и здесь могут быть подмечены общие его закономерности. Поэтому главное внимание в настоящей главе уделяется лавинной седиментации в дельтах рек-гигантов:

Ганга и Брахмапутры, Инда, Амазонки, Конго, Нигера, Нила и др. Количественные характеристики осадочного процесса (концентрации взвеси, скорости седиментации, мощности осадочной толщи) рассматриваются совместно с особенностями вещественного состава и текстур отложений.

Граничными значениями для выделения областей лавинной седиментации являются концентрация взвеси более 10 мг/л (или г/м^3), скорости осадконакопления более 100 Б и абсолютные массы более 5 С.

Надводные части дельт, которые географы рассматривали как основные, содержат лишь незначительную долю осадочных образований. Как показали геофизические исследования и бурение, главная часть осадочных тел скрыта ниже уровня воды. В надводных участках дельт преобладают обычные аллювиальные образования (русловые осадки, отложения прирусловых валов, кос стариц, пойм и др.), а в области, находящейся под воздействием океана, возникают специфические отложения (рис. 14, 15) (конусы выноса и др.).

Контакт речных вод с морскими обычно не бывает стационарным: под влиянием приливов, а также нагонных и сгонных явлений возникает подпор речных вод с выпадением осадочного материала или, наоборот, их сгон с захватом и перемещением осадочного материала в сторону моря. В особую группу выделяются обстановки авандельты, или приустьевого участка, где происходит главное смешение пресных и соленых вод, флоккуляция. Авандельта может простираться далеко в пределы шельфа и даже выходить за его пределы – на материковый склон и прилежащие части океанского дна. Таковы дельты Амазонки, Ганга, Инда, Нигера и др.

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В КРУПНЕЙШИХ ЭСТУАРИЯХ И ДЕЛЬТАХ

ДЕЛЬТА И ПОДВОДНЫЙ КОНУС ВЫНОСА ГАНГА И БРАХМАПУТРЫ

По твердому стоку рек Гана и Брахмапутра, имеющих общую дельту при впадении в Бенгальский залив, – это крупнейшая речная система мира. Твердый сток Ганга 1451,5 млн т в год, что приблизительно в 100 раз больше твердого стока таких крупных рек, как Обь, Енисей или Лена. Твердый сток Брахмапутры составляет 726 млн т в год, и в сумме вместе с Гангом эти реки поставляют в Индийский океан 2177 млн т взвешенного осадочного материала (2/3 всего стока бассейна Индийского океана). Это больше, например, чем поставляют в Атлантический океан все реки его бассейна (1947 млн т в год). По водному стоку это далеко не самые крупные реки – их сток в сумме равен 1210 км^3 в год, а сток Амазонки составляет 3187 км^3, Конго – 1350 км^3. Велика мутность вод этих рек: Ганг 1200 г/м^3, а Брахмапутра 600 г/м^3, что соответственно в 4 и 2 раза выше средней мутности рек мира.

Многочисленные притоки Ганга берут начало в Гималаях и текут в узких ущельях, а ниже Сиваликских гор река выходит на широкую аллювиальную равнину.

Дельта Ганга начинается в своей наземной части в 500 км от океана. Здесь река разделяется на множество рукавов. Площадь дельты – около 44 тыс. км^2, в значительной части она покрыта заболоченными лесами. Питание реки смешанное ледниково-муссонное, поэтому паводки растянуты почти на все лето. Подъем воды наступает в мае, когда начинается таяние снегов в Гималаях, а достигает максимума во время муссонных дождей (июль–сентябрь). Во время разлива рукава реки часто меняют положение, что вызывает большие бедствия. Брахмапутра около 500 лет назад имела собственную отдельную дельту и впадала в Бенгальский залив.

В устье этих рек приливо-отливные колебания уровня достигают 7 м, но количество взвеси столь велико, что эстуария здесь не образуется. Этому способствует и отсутствие сильных вдольбереговых течений в Бенгальском заливе, а также его положение в экваториальной штилевой зоне (хотя изредка сюда проникают тропические циклоны). Сильные приливо-отливные течения то выносят мутные воды в океан, то подпруживают их.

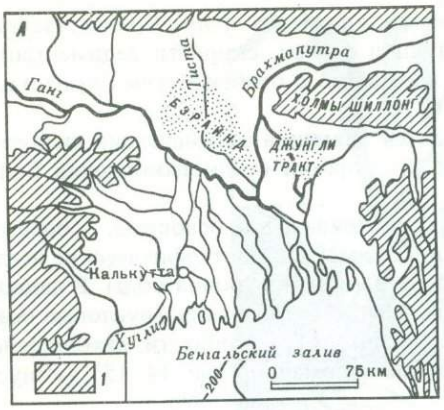


Рис. 16. Надводная и подводная части конусов выноса Ганга и Брахмапутры

А – надводная часть [Самойлов, 1952]: *1* – поднятие;

Б – подводная часть, батиметрическая характеристика Бенгальского и Никобарского подводных конусов выноса. Сплошные линии – основные изобаты, пунктир – вспомогательные, точки – подводные долины: пути движения главных масс гравититов. Указаны номера станций глубоководного бурения

Подводная часть дельты – конуса выноса Ганга (рис. 16–19) протягивается от 20 с.ш. до 7 ю.ш., т.е. приблизительно на 3000 км и имеет ширину около 1000 км. В ее верхней части (верхний конус) основная масса материала перемещается по главному подводному каньону (Бездонная борозда), а на расстоянии около 500 км от берега перенос идет в русло в виде плоскостных потоков, чем обеспечивается непрерывность некоторых слоев в разрезах внешних частей конусов. Общая площадь подводной части дельты более 2 млн км^2, что в 25 раз больше площади надводной части (см. рис. 2.3). Уже отмечалось, что максимальная мощность отложений здесь достигает 16 км, а объем 5 млн км^3. Для сравнения укажем, что объем наиболее крупного осадочно-породного бассейна суши (Западно-Сибирского) равен 3,7 млн км^3. Возраст дельты определяется около 20 млн лет. В восточной части Бенгальского залива Восточно-Индийский хребет отделяет Никобарский конус, где мощность много ниже – до 1,6 км.

Максимальная мощность осадочной толщи около 16 км отмечена близ устья р. Ганг под современным шельфом. Предполагается, что в нижней части осадочного тела залегают осадки древнего континентального подножия мелового возраста, т.е. их максимальный возраст отвечает 130 млн лет [Керри, Мур 1978]. Эти отложения в значительной мере были также связаны с дельтой Ганга (реконструкция до столкновения п-ова Индостан с Евразией и воздымания Гималаев, как ясно видно на рис. 19, составлена для этапа времени от 130 до 55 млн лет назад).

Изопахиты показывают, что заполнение осадками привело к осушению части залива, и изостатическая компенсация нарушается тектоническим сжатием. Это осушение продолжается и на этапе 5500 млн лет. Сейчас депоцентр расположен близ устья реки (в пределах изопахиты 5 км). Перенос материала рек на юг всегда шел в основном также вдоль западной части залива, завершаясь южнее о-ва Шри-Ланка (по изопахите 3 км). Реки Индии по пути этого потока вносят дополнительные порции осадочного материала. По площади Бенгальский залив значительно больше Охотского и в пять раз больше Черного морей. Его максимальная глубина достигает 5258 м. Здесь проведены разнообразные исследования взвеси не только с помощью сепарации и фильтрации, но также и оптическими методами.

Распределение взвеси в Бенгальском заливе идет как в толще вод, так и по его дну гравитационными потоками, о чем свидетельствует развитая дренажная сеть на дне залива. Внешние части подводной дельты достигают глубин более 4000 м, она простирается далеко на юг, проходя через экватор. Весь Бенгальский залив и пространство океана вплоть до экватора, а местами и южнее его, занято этой гигантской подводной дельтой [Хворова и др., 1983].

Распределение взвеси над подводной дельтой Ганга – Брахмапутры для нескольких сезонов изучено в экспедициях Института океанологии АН СССР (рис. 20). На разрезах I и II видно, что области наибольшей мутности тяготеют к устьям и протягиваются в толще вод далеко на юг, постепенно погружаясь и разделяясь на отдельные облака

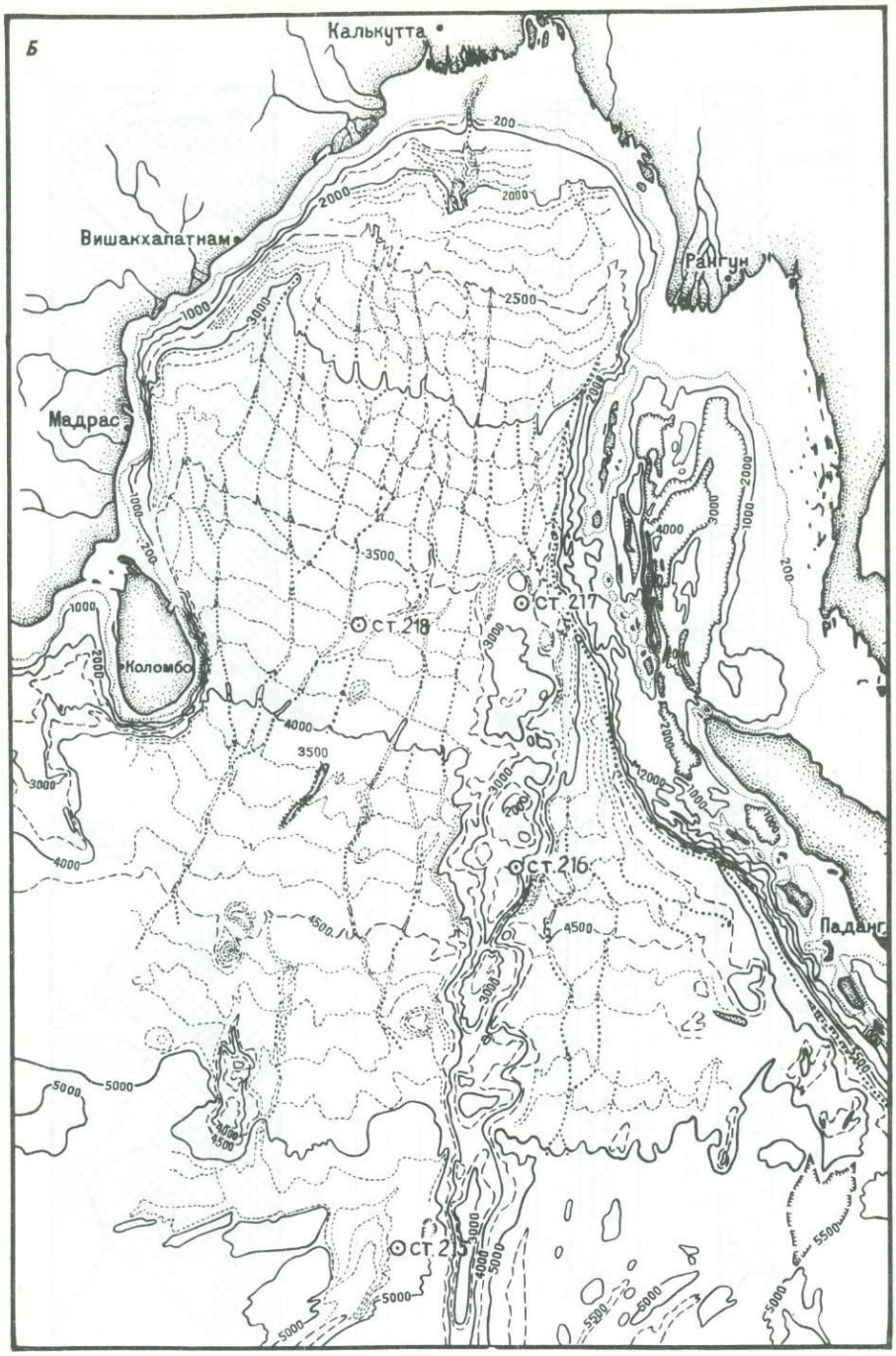


Рис. 16 (окончание)

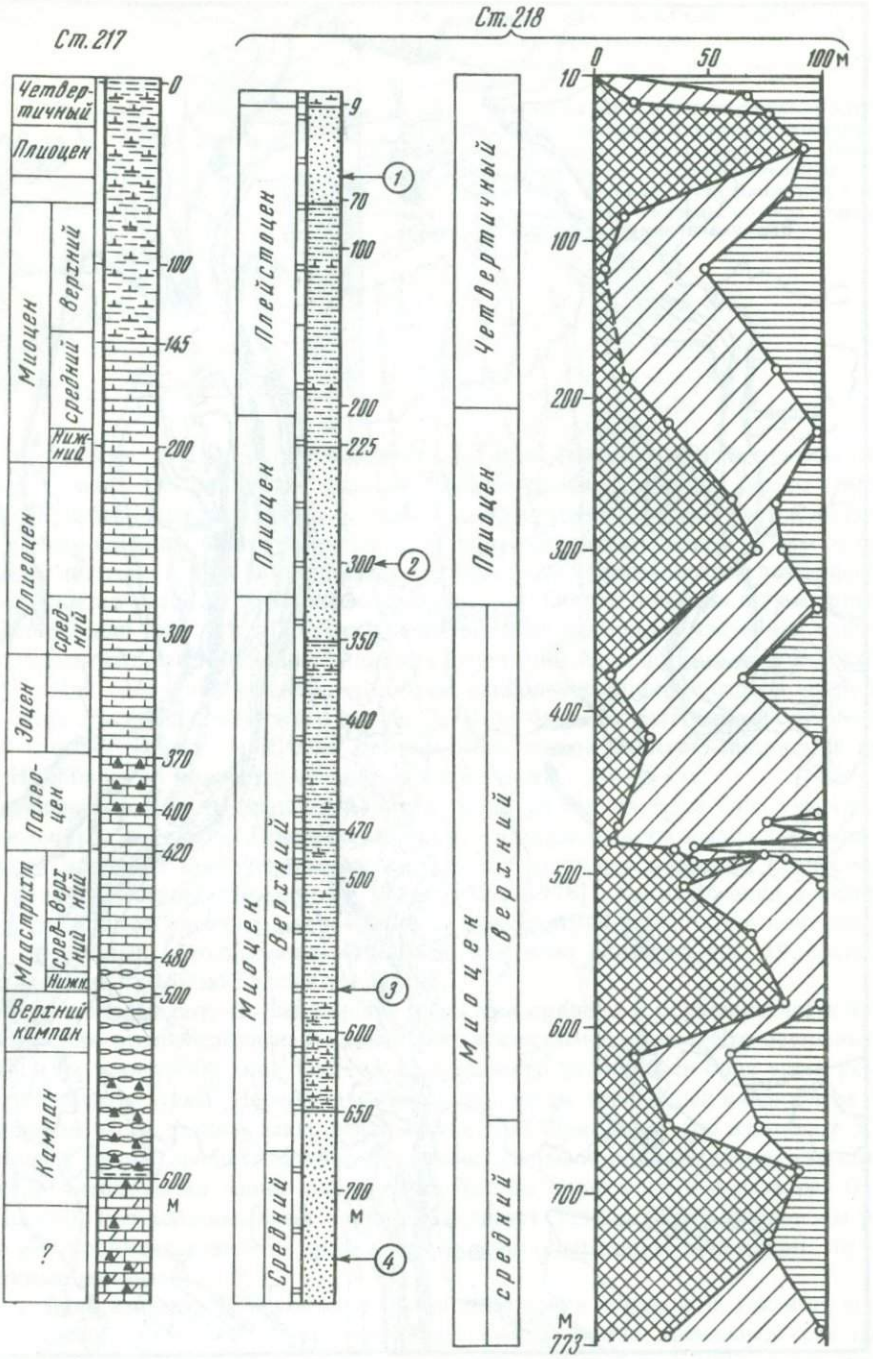


Рис. 17. Литология кернов глубоководного бурения из подводных конусов выноса рек Ганг (станции 217, 218) и Инд (станции 221 и 222) и циклы турбидитов (ст. 218) [Init. Rep., V. 22, 1975; V. 23, 1974].

1 – кокколитовые биогенные илы; *2* – кокколитовые уплотненные илы; *3* – известняки; *4* – доломитизированные известняки; *5* – уплотненная карбонатная порода с раковинами; *6* – кремни; *7* – кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) отложения; *8* – пески; *9* – алевритово-глинистые илы; *10* – илы глинистые; *11* – коричневые глины; *12* – базальты ложа; *13* – циклы турбидитов (ст. 218). Гранулометрический состав отложений (*14–16*): *14* – пески и крупные алевриты; *15* – алевриты и глинистые алевриты; *16* – наноилы

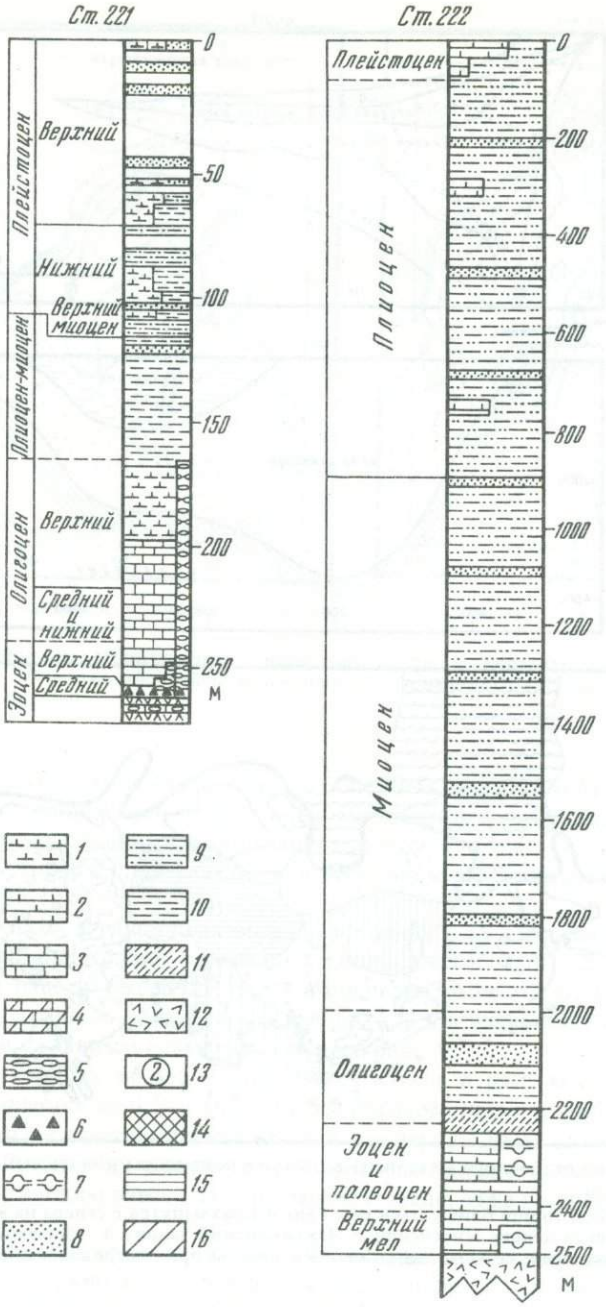


Рис. 17 (окончание)

глубинной взвеси за южной периферией залива. Над Восточно-Индийским хребтом эти облака высоких концентраций разделяются, что отвечает формированию собственно Бенгальского конуса к западу от хребта и Никобарского – к востоку. В сложении последнего принимают участие и реки п-ова Малакка, а также р. Иравади (ее твердый сток около 300 млн т в год) (рис. 21). Распределение взвеси этой части океана определяется тем, что сюда поступает суммарно в год около 2,5 млрд т вещества взвеси, что в пять раз больше твердого стока Амазонки. Главная часть взвеси осаждается

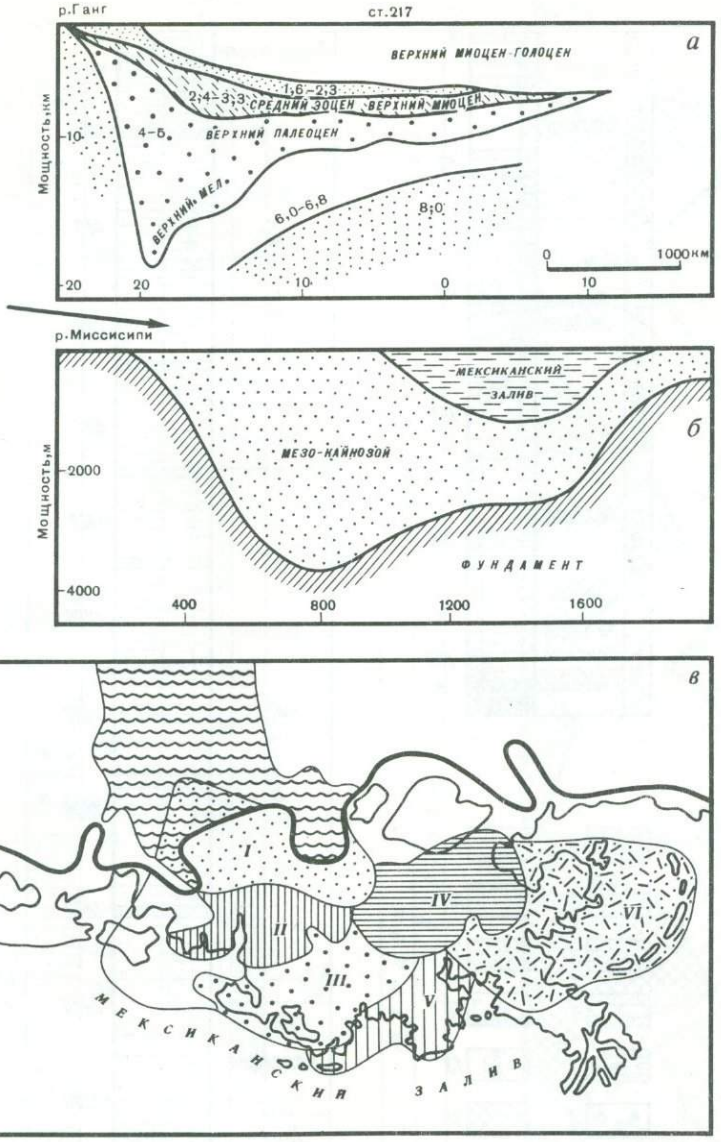


Рис. 18. Распределение осадочного материала в дельте и подводном конусе выноса рек Ганга с Брахмапутрой и Миссисипи

а – разрез осадочной толщи близ устьев рек Ганг и Брахмапутра с севера на юг [Int. Rep., V. 22, 1974]; *б* – разрез через дельту Миссисипи и Мексиканский залив; *в* – наземные части дельты Миссисипи, сформировавшиеся за 5 тыс. лет. Участки дельты пронумерованы в порядке их возникновения (I–VI)

на границе река–море, поскольку в водах залива нет концентраций более 10 мг/л (в реках этого района обычная мутность не снижается меньше 600 мг/л, а в ряде случаев бывает более 2000 мг/л). Несмотря на такие ураганные концентрации вещества в реках, уже в нескольких десятках миль от берега концентрации взвеси в океанских водах не превышают 7–10 мг/л, т.е. снижаются в сотни раз. Из приведенных разрезов видно, что главным источником взвеси являются реки северной части залива и что язык высоких концентраций проникает в глубинные слои воды, постепенно погружаясь по мере удаления на юг до экватора, а затем разделяется на отдельные части "облака". Сплош-

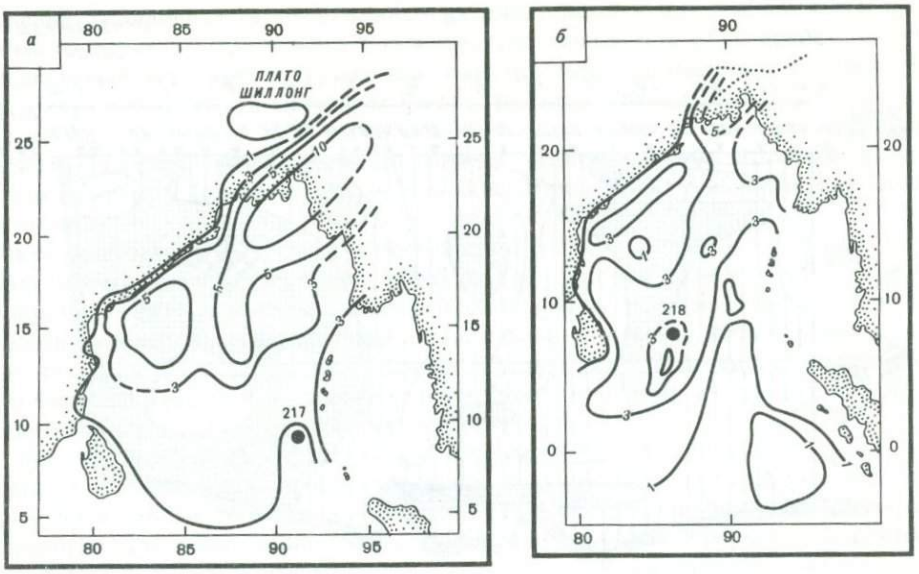


Рис. 19. Изопахиты осадочной толщи конуса выноса Ганга и Брахмапутры (в км) [Керри, Мур, 1978]

а – отложившейся до столкновения Индийской плиты с Евразиатской зоной субдукции (55 млн лет назад); *б* – отложившейся выше палеоцен-эоценового несогласия. Кружки – станции глубоководного бурения

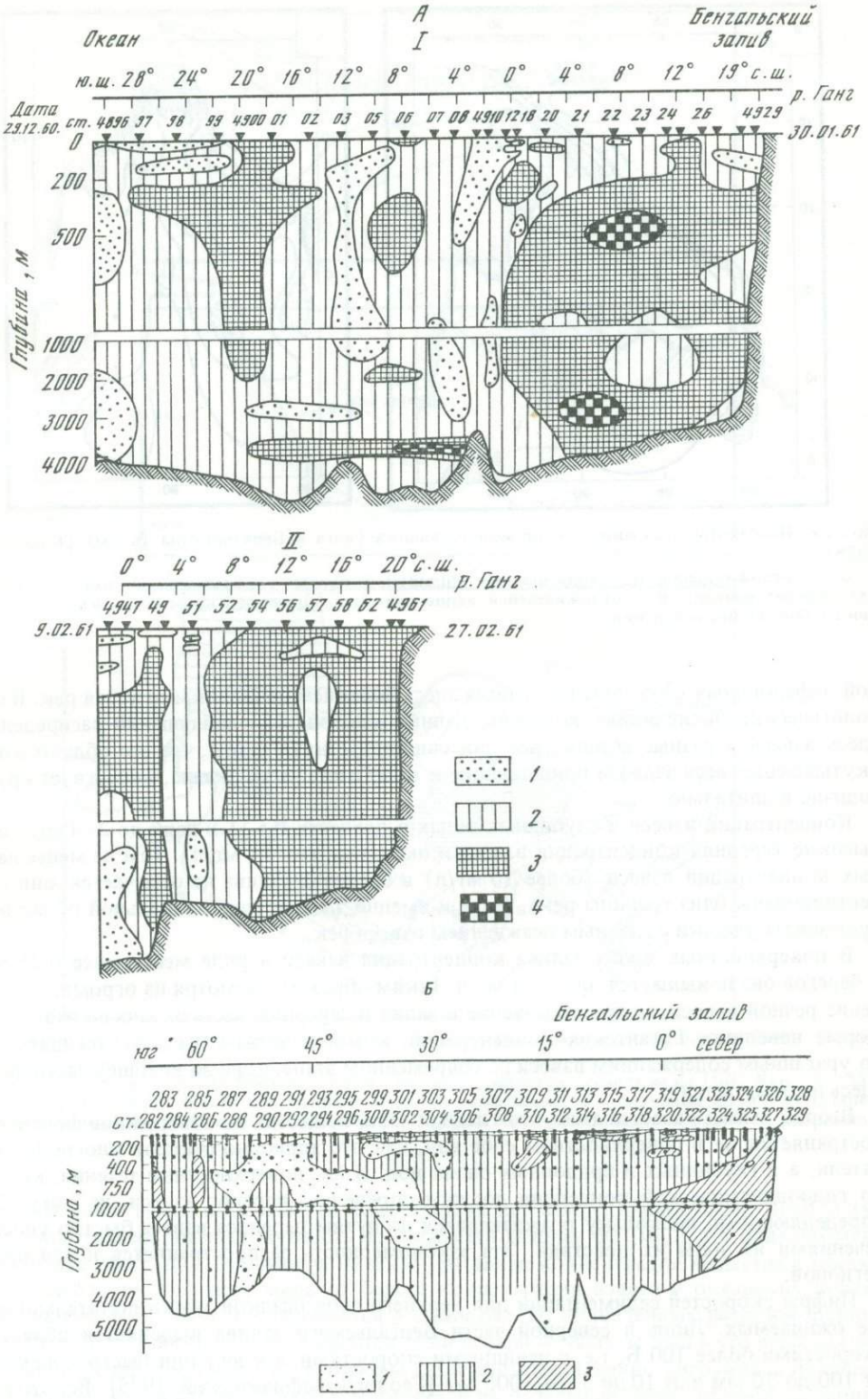
ной нефелоидный слой прослеживается здесь более чем на 2000 км от устья рек. В океанологических экспедициях получены данные многолетних наблюдений распределения здесь взвеси в разные сезоны: все они свидетельствуют о том, что это облако взвеси, окутывающее весь залив и прилегающие к нему с юга части океана, существует круглогодично и длительно.

Концентрации взвеси в глубинных водах в пределах 0,5–1 и даже до 2–4 мг/л очень высокие (средняя концентрация взвеси в океане около 0,1 мг/л). Тем не менее лавинных концентраций взвеси (более 10 мг/л) в пределах залива не отмечается, они сконцентрированы близ границы река–море и именно здесь в очень локальной области следует искать участки с главным осаждением взвеси рек.

В поверхностных водах залива концентрация взвеси в ряде мест менее 0,25 мг/л, у берегов она повышается до 0,5–1 мг/л. Таким образом, несмотря на огромное поступление речной взвеси, ее проникновение в залив и северную часть океана во взвешенной форме невелико. Гигантских концентраций, которых можно было бы ожидать, судя по ураганным содержаниям взвеси на современном этапе, даже во внешней части дельты здесь не отмечается.

Второй вывод касается того, что главная часть вещества во взвешенной форме распространяется не в поверхностном слое вод, как это априорно считают многие исследователи, а в глубинных и придонных слоях вод. Итак, поверхностные течения, которые по гидродинамической концепции должны определять перенос взвеси, не могут быть определяющими, поскольку осаждающаяся по путям переноса взвесь быстро уносится течениями из зоны их действия. Эта закономерность распространяется и для других регионов.

Цифры скоростей седиментации для верхнего слоя осадков также значительно меньше ожидаемых. Лишь в северной части Бенгальского залива выделяется область со скоростями более 100 Б, т.е. с лавинными скоростями, а к югу они быстро снижаются от 100 до 10 мм и от 10 до 5 мм/1000 лет [Геолого-геофизический, 1975]. Все это находится в противоречии с данными изучения колонок донных отложений. Здесь скорости


А
I
Океан
Бенгальский
залив
ю.ш. 28° 24° 20° 16° 12° 8° 4° 0° 4° 8° 12° 19° с.ш.
р. Ганг
Дата
29.12.60.
ст. 4896 97 98 99 4900 01 02 03 05 06 07 08 4910 12 18 20 21 22 23 24 26 4929
30.01.61
0
200
500
1000
2000
3000
4000
Глубина, м
II
0° 4° 8° 12° 16° 20° с.ш.
р. Ганг
4947 49 51 52 54 56 57 58 62 4961
9.02.61
27.02.61
1
2
3
4
Б
Бенгальский залив
юг 60° 45° 30° 15° 0° север
283 285 287 289 291 293 295 299 301 303 305 307 309 311 313 315 317 319 321 323 324 326 328
ст. 282 284 286 288 290 292 294 296 300 302 304 306 308 310 312 314 316 318 320 322 324 325 327 329
200
400
750
1000
2000
3000
4000
5000
Глубина, м
1
2
3

отложений – лавинные, а среди глинистых илов, заполняющих залив, часты прослои и песчано-алевритового материала с характерным парагенезом обломочных минералов, градационными текстурами турбидитов, с растительным детритом и другими признаками поступления речного материала Ганга. Это отложения лавинного типа, они прослежены на удалении более 2000 км от устья. Максимальное же удаление турбидитного материала Ганга определено нами по данным анализа длинных колонок, взятых на 3600 км от устья и 1800 км на юг от о-ва Шри-Ланка (ст. 2098 25-й рейс нис "Дмитрий Менделеев").

Яркое доказательство распространения турбидитов – морфология дна залива с сложно разветвленной сетью долин, имеющих прирусловые валы из грубого материала, нередко присыпанные тонкими современными илами. Как уже отмечалось, в заливе господствует пелитовый современный материал в количестве 70–90%, и только на небольших по площади участках дна, прилегающих к устью, развиты песчано-алевритовые осадки, по минеральному составу отвечающие песчаным прослоям колонок и кернов бурения, полученных в центральных и южных частях залива.

В том, что в сложении верхнего слоя осадков на дне Бенгальского залива в настоящее время турбидиты играют незначительную роль убеждает не только анализ гранулометрии, но и данные по вещественному составу – содержанию биогенного материала и минералогии. Так, содержание $CaCO_3$ (в основном фораминиферы и кокколитофориды) в северной части залива меньше 5%, а в южной и центральной даже больше 50%, т.е. здесь преобладает пелагическая седиментация. Содержание $SiO_{2\,аморф}$ также в пределах 1–5%. Таким образом, в северной и западной частях залива осадки верхнего слоя гемипелагические–тонкие терригенные, а южной и юго-восточной – биогенные (карбонатные).

Представления о снижении темпов гравитационной седиментации, которые складываются из рассмотрения данных по колонкам и кернам бурения, могут быть дополнены данными о подводном каньоне Бенгальского залива – грандиозном образовании, протягивающемся почти на 3000 км на юг от устья реки и заканчивающемся около о-ва Шри-Ланка. В настоящее время русло этого каньона не действует, оно отрезано в своей верхней части от источников осадочного материала [Карри, Мур 1978]. Этот реликтовый каньон вдается в шельф на 80 км, его глубина у бровки шельфа 1300 м. Отмирают сейчас также и вершины других русел, "оперяющих" верхнюю часть каньона.

Для отложений русел и ограждающих их намывных валов в подводной дельте р. Ганг типичен песчано-алевритовый состав. Русла в ходе развития конуса непрерывно мигрируют, чем обеспечивается в разрезе осадков появление причудливых связанных между собой песчаных отложений русел. Они создают единую объемную систему песчаных "труб", дренажную систему конуса выноса и могут рассматриваться как потенциальные коллекторы нефти.

Существующая картина распределения взвеси и донных осадков, как показывают колонки и особенно керны бурения (ст. 217, 218 "Гломар Челленджера"), отвечает лишь кратковременному современному этапу. В прошлом имели место грандиозные перемещения материала по дну залива на расстоянии 1–2000 км.

Ст. 217 глубоководного бурения находится вне зоны действия турбидитов. Она расположена на глубине 3010 м на крайнем северном окончании Восточно-Индийского

Рис. 20. Количественное распределение взвешенного осадочного материала в водах Бенгальского залива и северной части Индийского океана на меридиональных разрезах от устья р. Ганг [Лисицын, 1974]

А – зимой (январь–февраль 1961 г.). I – западная часть залива, II – центральная часть. Концентрация взвеси в мг/л: *1* – менее 0,5; 2 – от 0,5 до 1; 3 – от 1 до 2,5; 4 – от 2,5 до 5. Цифры над разрезом – широта и номера станций нис "Витязь". Точками показаны места получения проб

Б – весной (май 1957 г.) на меридиональном разрезе – устье р. Ганг – Антарктида. Концентрация взвеси (в мг/л): *1* – менее 0,5; *2* – от 0,5 до 1; *3* – более 1. Цифры над разрезом – номера станций д/э "Обь"

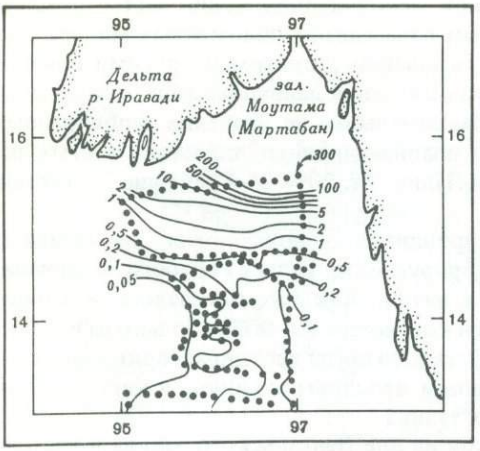


Рис. 21. Количественное распределение взвешенного вещества на поверхности северо-восточной части Индийского океана близ устья р. Иравади и в заливе Мартабан, северная часть Андаманского моря [Rodelfo, 1969]. Цифры у изолиний – концентрация взвеси в мг/л. Пробы получены 23–26 июля 1967 г.

хребта, т.е. приподнята над областью развития турбидитов. Осадки здесь почти целиком биогенные (в основном наноилы и наномел с включениями кремней), а глубже 600 м – доломитовые и кремнистые породы.

В сходных условиях на гребне того же хребта на глубине 2237 м находится ст. 216, ее керн не содержит турбидитов и сложен карбонатными отложениями и кремнями.

Наиболее показательна ст. 218, находящаяся в центральной части конуса р. Ганг (глубина 3749 м, пройдено 773 м отложений). Здесь на 8° с.ш. четко прослеживаются в керне многочисленные песчаные и алевритовые прослои турбидитов мощностью до 70 м. Особенно четко выделяются песчаные прослои плиоцена и позднего плейстоцена. Современные осадки представлены наноилами, залегающими на песчаных отложениях турбидитов. Керн длиной 773 м не вышел за пределы средней части миоцена, что свидетельствует о сохранении здесь лавинных скоростей длительное время (около 20 млн лет).

Для этого периода удается выделить четыре главных этапа активности турбидитов, с которыми связаны грубозернистые осадки. Самый ранний из них имел место в среднем миоцене и представлен мощным алевритовым прослоем, после чего наступил этап нормальной пелагической седиментации с накоплением биогенных карбонатных илов. В середине позднего миоцена наступил второй этап с накоплением тех же алевритов (мощность около 100 м). Этот этап завершился накоплением более тонких терригенных осадков (алевритово-глинистых). В конце раннего плиоцена произошло внедрение в открытые части залива самых грубых песчаных осадков, образующих прослои мощностью около 70 м. После этого турбидитная деятельность несколько снижается, о чем можно судить по появлению алевритово-глинистых слоев, а в отложениях нижней части плейстоцена – даже биогенных карбонатных пелагических отложений. Наконец, последний (четвертый) этап начинается приблизительно с середины плейстоцена, когда вновь началось накопление алевритовых осадков (мощность около 50 м). Примечательно, что этот этап не достигает нашего времени: в верхней части керна вновь залегают пелагические биогенные осадки.

Еще одна станция (ст. 215) бурения расположена значительно южнее – на 8° ю.ш., т.е. удалена от устья р. Ганг на 3400 км. Подводные русла здесь уже не прослеживаются, и отложения относятся к внешней части конуса и пелагическим осадкам.

Тип пелагических осадков – характерный для экваториальной зоны: радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы чередующиеся с цеолитовыми глинами и наноилами. В отложениях позднего миоцена прослеживается полуметровый прослой, обогащенный алевритом (гор. 48–47,5 м). По данным количественного рентгеновского анализа, главные минералы этого прослоя кварц (20–30%), плагиоклаз (4–8%) и большое количество слюды (30–60%). Высокие содержания вообще характерны для минералогической провинции р. Ганг.

Таким образом, наибольшего своего развития турбидиты достигали здесь в районе ст. 218 (на глубине 3759 м) и в районе ст. 215 на огромном удалении от устья Ганга в геологическом прошлом (особенно в позднем миоцене – раннем плиоцене), когда гигантская и по настоящим масштабам поставка материала к устью реализовалась

в перемещении накопившихся здесь рыхлых масс автокинетическими потоками в центральные и южные части залива. Сейчас дренажная система "Бездонной борозды" бездействует, затягивается осадками. Таким образом в настоящее время идет период подготовки осадочных масс к очередной пульсации – сбросу в центральные и южные части конуса. Эти массы накапливаются близ устья, а также в наземной части дельты. Другой важный вывод касается того, что самые крупные турбидные потоки, вызывающие перемещение масс на расстоянии более 1–3000 км от места поступления (устья), бывают довольно редко. Несравненно чаще имеют место более мелкие региональные и локальные перераспределения вещества, которые не дают таких мощностей на столь значительных площадях дна.

ДЕЛЬТА И ПОДВОДНЫЙ КОНУС ВЫНОСА р. ИНД

Река Инд по твердому стоку относится к числу рек-гигантов. Площадь ее водосбора составляет 969 тыс. км^2, твердый сток 435 млн т в год, а водный 175 км^3 [Лисицын, 1974] (рис. 22). Так же как Ганг и Брахмапутра, Инд берет начало с Гималаев, и история конуса этой реки отражает историю развития Индийской плиты с момента ее столкновения с Евразиатской в эоцене, а по некоторым данным – в конце палеоцена. Поскольку твердый сток Инда близок к твердому стоку Амазонки, мы вправе ожидать развития огромного конуса выноса, близкого по параметрам к конусу выноса Амазонки.

За последние годы в области конуса Инда проведены обширные сейсмические исследования методами отраженных и преломленных волн. Начиная с 1979 г. одновременно с геофизическими исследованиями проводятся глубоководное бурение, а в области шельфа – бурение на нефть. Все это позволило составить весьма надежную карту мощностей конуса выноса Инда (рис. 23) [Nani, Kolla, 1982]. Размеры конуса (до изопахиты 1 км) колоссальны: он имеет около 1900 км в длину и около 1700 км в ширину. Максимальная мощность толщи, надежно установленная сейсмикой, достигает 10 км, однако в ряде мест отражение исчезает, и эта мощность должна, по мнению геофизиков, рассматриваться как минимальная. На больших площадях устанавливается мощность более 5 км, на юге она падает до 1 км.

Подводный конус выноса Инда подразделяется подводным хребтом Лакшми и ку-

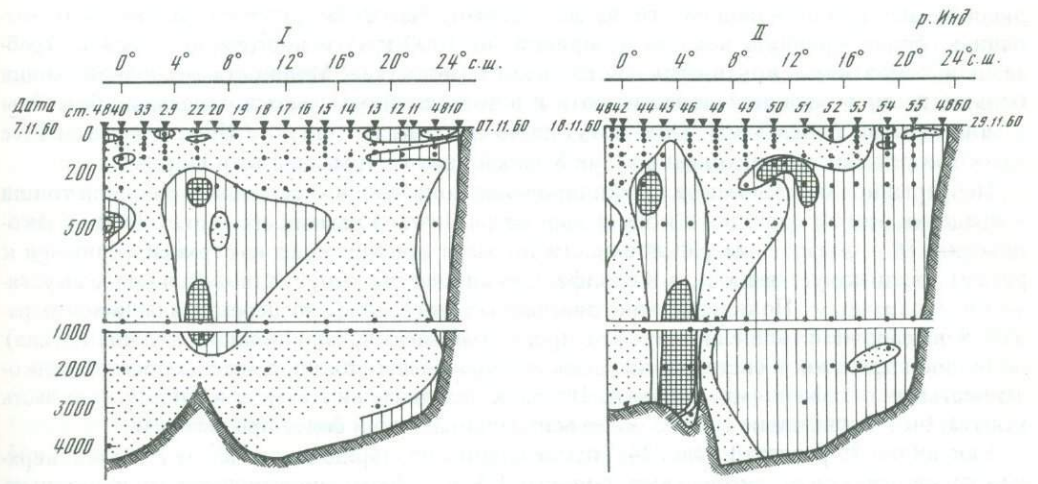


Рис. 22. Количественное распределение взвешенного осадочного материала (в мг/л) на двух меридиональных разрезах через Аравийское море от устья Инда [Лисицын, 1974]

I – через центральную часть моря, II – через восточную часть моря

Условные обозначения см. рис. 20 А. Цифры над разрезами – номера станций нис "Витязь". Пробы получены в ноябре 1960 г.

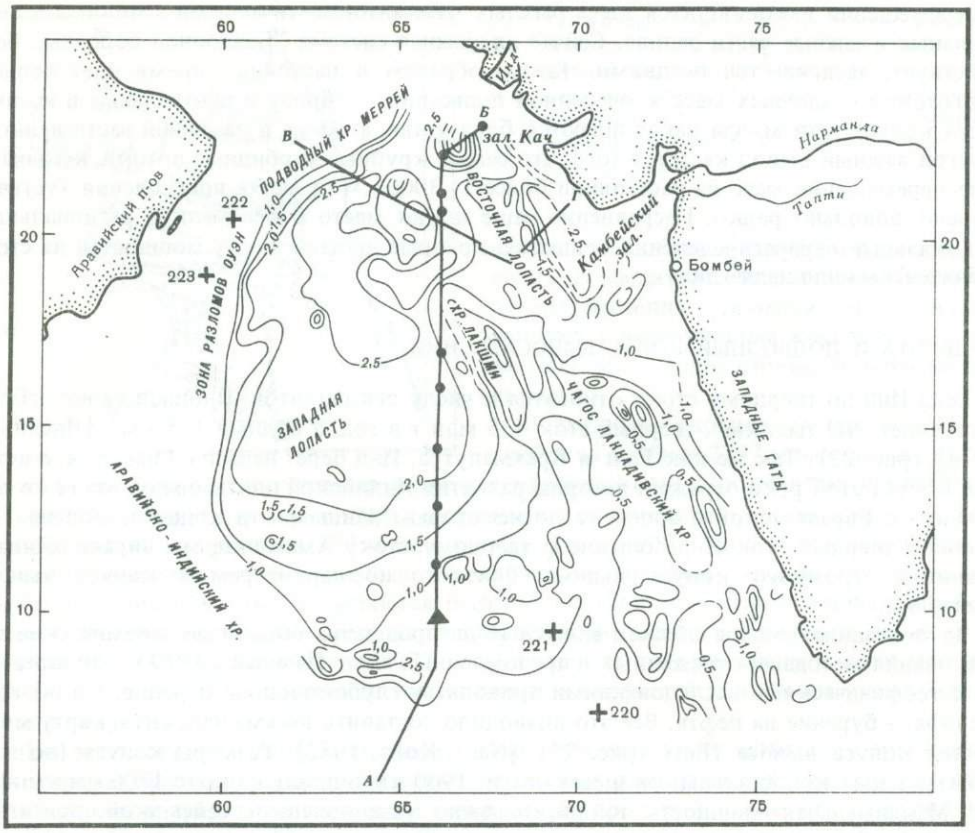


Рис. 23. Карта мощностей конуса выноса р. Инд [Nani, Kolla, 1982]. Изолинии даны в секундах двойного времени пробега волн. Крестики – станции глубоководного бурения. *А–Б* и *В–Г* – линии сейсмических разрезов (литологию кернов см. рис. 17)

лисообразно продолжающим его на юг хребтом Чагос-Лакдивским на две части: западную более крупную лопасть (шириной до 1000 км) и восточную – между хребтами и основанием континентального склона Индостана. Мощности осадочной толщи больше всего в западной лопасти, хотя и в восточной отмечаются отдельные бассейны с мощностями более 5 км. Они могут быть связаны не только с Индом, но и с более мелкими реками, впадающими в залив Комбей (реки Нармада, Тапти и др.).

Непрерывное сейсмическое профилирование показало, что строение осадочной толщи в пределах этого подводного конуса выноса различно в разных его частях. Общая закономерность – увеличение расслоенности по мере приближения к верхней (ближней к устью) части конуса выноса, а в периферических частях конус становится более акустически прозрачным. Появление многочисленных, часто сложно перекрывающихся отражений в осадочной толще связывают с прослоями песков, заполняющих каналы (русла) подводной дренажной системы. Акустически прозрачные толщи сложены обычно мелкозернистыми отложениями конусов. По мере продвижения на юг, в дистальную часть конуса, он становится не только более маломощным, но и более прозрачным.

Как видно из разреза I (рис. 24), проведенного по меридиану на юг от г. Кочин, верхняя пачка осадков со скоростями звука от 1,7 до 3,2 км/с подстилается горизонтально залегающей акустически прозрачной пачкой со скоростями 3,6–3,8 км/с. Это, как предполагают, пелагические осадки, которые откладывались до столкновения Индийской плиты с Евразиатской и до возникновения систем Инда и турбидитных потоков, составляющих главную по мощности часть верхней толщи отложений.

На разрезе, проведенном по нормали к материковому склону Индостана (см. рис. 23) от залива Кач, видно, что мощность рыхлых осадков достигает 3,5 км. Она снижается к югу, но и здесь у основания склона встречаются отдельные бассейны с мощностями более 4 км.

Образование конуса выноса Инда, сложенного турбидитами, относится к олигоцен-миоценовому времени. Слой глубоководных осадков (см. рис. 24) со скоростями 3,6–3,8 км/с, по данным глубоководного бурения, имеет палеогеновый возраст. Таким образом, возникновение подводного конуса выноса р. Инд началось с олигоцена и в особенности в крупных масштабах проходило в миоцене в соответствии с главной фазой развития Гималаев [Weser, 1974; Gansser, 1964].

Геологическая история р. Инд и конуса могут быть восстановлены по кернам глубоководного бурения (см. рис. 17, ст. 221 и 222). Керн ст. 221 получен близ южного окончания конуса Инда на абиссальной равнине Аравийского моря, керн ст. 222 – близ западной границы, которая проходит по подводному хребту Оуэн. Подводный конус выноса Инда, продолжающий дельту, занимает большую часть Аравийской котловины (если рассматривать его по крайним границам проникновения турбидитов в геологическом прошлом).

Ближе всего к конусу выноса (около 900 км к западу от него) расположена ст. 222 (глубина 3546 м). Здесь удалось проникнуть в толщу дельты на 1300 м. В строении керна имеется много общего с описанным ранее керном ст. 218 из Бенгальского залива. Это и естественно, поскольку обе реки-гиганты берут начало в Гималаях, и поэтому история их дельт-конусов тесно связана с драматической историей развития этой горной системы. В керне ст. 222 также выделяется три или четыре цикла наибольшего развития турбидитов, которые маркируются прослоями песчаников и алевритов. Из них первый относят к середине миоцена (как и в Бенгальском заливе). Этот цикл песчаников сменился накоплением более тонких терригенных осадков и даже карбонатных илов. Второй этап относится к концу миоцена, третий этап – к плиоцену, но здесь он выражен не мощным песчаным прослоем, как в Бенгальском заливе, а лишь небольшим по мощности прослоем алевритов.

Заключительный плейстоценовый этап в этом керне не выражен, так как не отбирались пробы, но о нем можно судить по керну ст. 221, которая находится на еще большем расстоянии от устья р. Инд и к югу от него, на расстоянии более 1200 км. Здесь прослеживается плейстоценовый прослой алевритов мощностью около 50 м (ст. 221, глубина 4650 м). Этот прослой выявляется и на ст. 223. В самой верхней части керна ст. 221 вновь откладывались тонкие глинистые илы, т.е., как и в Бенгальском заливе, современный этап отвечает затуханию турбидитной деятельности, здесь идет накопление осадочного вещества. Средняя скорость седиментации для керна ст. 222 равна 225 Б (от 130 до 350 Б), т.е. отвечает скорости лавинной седиментации, в то время как, по определениям для верхнего слоя осадков (по ^{14}C), скорость за последние 40 тыс. лет здесь не превышает 50–60 Б, лишь на небольшом удалении от устья она превышает 100 Б (Геолого-геофизический, 1975). Для керна ст. 221, который заканчивается в эоцене, средняя скорость седиментации составляет 60 Б. Таким образом, оба этих керна (в особенности ст. 222) свидетельствуют о длительном времени лавинных скоростей седиментации в конусе, по крайней мере с миоцена.

Гималаи стали сушей в конце эоцена, когда началось столкновение Индийской плиты с Евразиатской. Горообразование началось в сиваликское время (середина миоцена) [Gansser, 1964], что четко выявляется по первому максимуму турбидитов в конусах Ганга и Инда. За последние 30 млн лет Индийская плита уменьшилась на 1500 км. Приблизительно 70% твердого стока Гималаев попадало в Ганг, около 20% в Инд и 10% оставалось на флювиальной равнине. Скорость эрозии Гималаев за последние 20 млн лет составила 0,3 км^3/год, т.е. 600–1000 км^3/1000 лет.

Обычная седиментация – терригенная (из взвеси) и биогенная – шла из взвеси в Бенгальском заливе и в Аравийском море происходила непрерывно, но на ее фоне периодически проходила также и седиментация горизонтальная (гравитационная), свя-

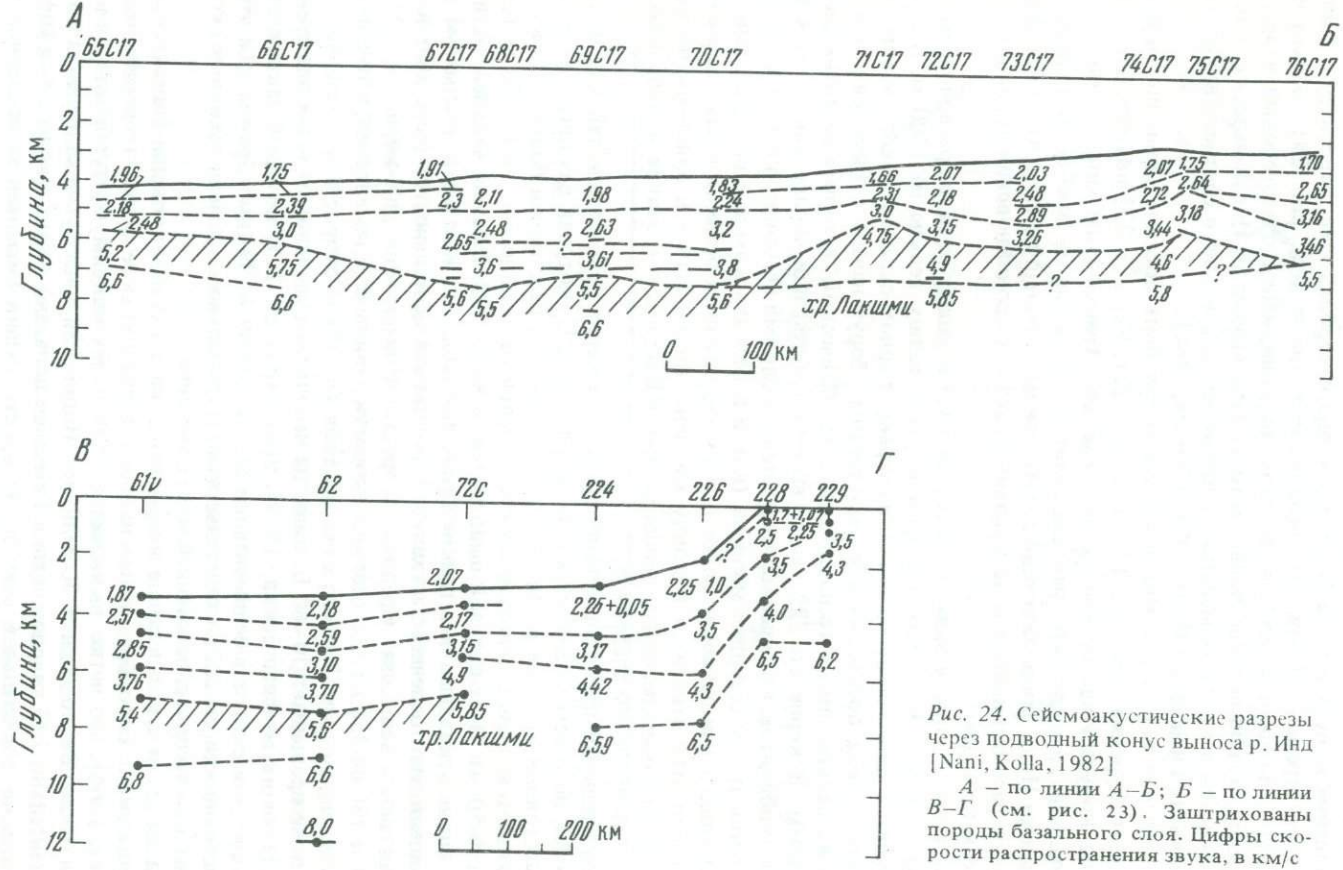


Рис. 24. Сейсмоакустические разрезы через подводный конус выноса р. Инд [Nani, Kolla, 1982]

А – по линии *А–Б*; *Б* – по линии *В–Г* (см. рис. 23). Заштрихованы породы базального слоя. Цифры скорости распространения звука, в км/с

занная с поставкой в удаленные части залива и моря порций осадочного материала, обычно осаждающихся в устьях рек. Эти порции поставляются автокинетическими потоками. И чем дальше от устья, тем реже эти потоки и тем меньше их мощность. Поэтому переходы на периферии конусов выноса постепенные, здесь в разрезе отмечаются лишь отдельные прослои турбидитов. Следует отметить, что в Аравийском море турбидиты могли возникать не только в устье р. Инд, но более мелкие также и в подводных хребтах (Карлсберг, Оуэн и др.) [Zipa, Kid, 1974], т.е. турбидиты региональные накладывались на турбидиты локальные. Сочетание нормальной (вертикальная "частица за частицей") седиментации с гравитационной разных масштабов и определяет значительные мощности осадочной толщи и лавинные скорости седиментации в некоторых частях разреза, т.е. только для определенных этапов прошлого.

ДЕЛЬТА И ПОДВОДНЫЙ КОНУС ВЫНОСА АМАЗОНКИ

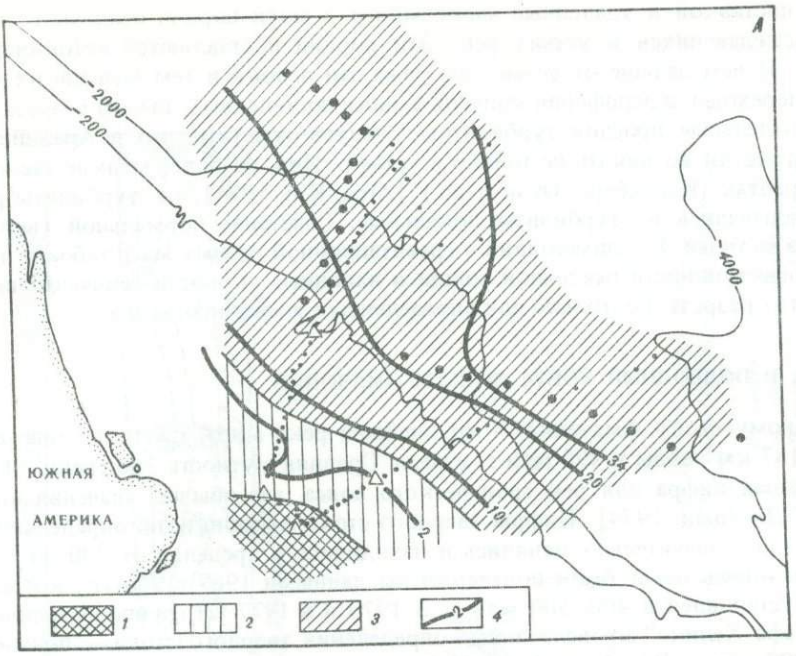
По водному стоку Амазонка – крупнейшая река мира. Ежегодно она поставляет в океан 3187 км^3 воды и 498 млн т. взвеси. Средняя мутность вод реки – 156,2 мг/л, это небольшая цифра для рек тропического пояса, где обычны значения выше 500–700 мг/л [Лисицын, 1974]. Цифры твердого стока Амазонки, по определениям за последние 20 лет, значительно менялись и находились в пределах от 400 до 1000 млн т в год. Эти определения были подтверждены данными 1967–1968 гг., когда твердый сток был установлен в 400–500 млн т. В 1970 и в 1977 гг. группа исследователей на судне "Альфа Хеликс" провела новые определения твердого стока – получено значение 800–900 млн т [Meade et al.,1979]. Эти данные также неполны и следует ожидать новых уточнений, в частности, по работам советской экспедиции на судне "Профессор Штокман" в 1983 г.

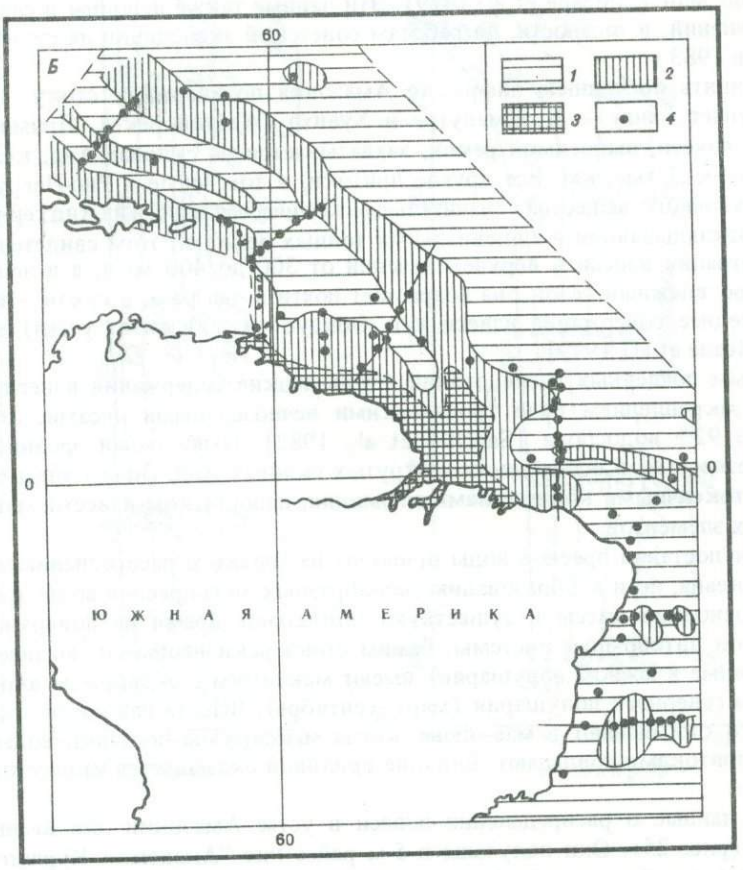
Если принять последнюю цифру, то Амазонка по твердому стоку – третья река мира (уступает Гангу – Брахмапутре и Хуанхэ (Желтой реке). Примечательно, что около 82% взвеси, выносимой рекой, захватывается на склонах Анд, т.е. на удалении от устья более 3 тыс. км. Все другие притоки, в том числе и Рио-Негру, дают очень немного осадочного вещества. Значительные количества взвеси из Анд теряются по пути к океану, откладываются в аллювиальных толщах реки: об этом свидетельствует средняя концентрация взвеси в верхнем течении от 300 до 400 мг/л, а в нижнем – 100–150 мг/л (во влажный сезон она возрастает почти в два раза, в сухой – настолько же падает). Среднее содержание взвеси у г. Обидус (в 800 км от устья) определено в 235 мг/л [Meade et al., 1979].

По данным почвенных исследований, столь низкие содержания взвеси в Амазонке связаны с закреплением почв тропическими вечнозелеными лесами, которые занимают около 92% водосбора [Sanches et al., 1982]. Наибольшая эрозия почв наблюдается на безлесных, в особенности на крутых склонах Анд. Почвы здесь очень кислые (pH = 4) с токсичными количествами алюминия, недостатком извести, магния, биогенных и малых элементов.

Огромная поставка пресной воды приводит не только к распреснению вод прилежащей части океана, но и к образованию своеобразных линз пресной воды, которые отрываются от основной массы и существуют длительное время на поверхности океана, создавая свои автономные системы. Режим стока реки необычен: южные ее притоки (расположенные в южном полушарии) имеют максимум с октября до апреля, а северные – летом северного полушария (март–сентябрь). Высота паводков достигает 15 м, и чаще всего они бывают в мае–июне, когда максимумы поставки воды северными и южными притоками совпадают. Влияние приливов сказывается на расстоянии 900 км от устья.

Имеются данные о распределении взвеси в устье Амазонки для весны северного полушария (рис. 25). Они получены в 5-м рейсе нис "Академик Курчатов" (весна), а для осени (сентябрь–октябрь) определения взвеси были сделаны с американского


А
2000
200
4000
34
20
19
2
ЮЖНАЯ
АМЕРИКА
1
2
3
4


Б
60
0
0
60
1
2
3
4
Ю Ж Н А Я А М Е Р И К А

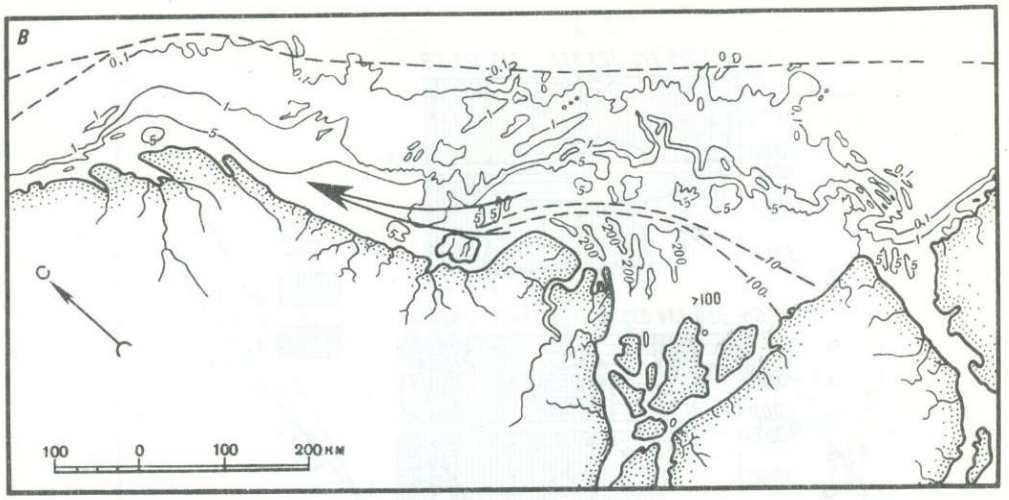


Рис. 25. Содержание взвеси в поверхностных водах устья р. Амазонки

А – лето (с 10 по 18 июня 1974 г., Milliman, Boyle, 1975). Концентрация взвеси, в мг/л: *1* – более 20; *2* – от 20 до 0,06; *3* – менее 0,06; *4* – изогалины, в промиле. Показаны изобаты 200 и 2000 м. Точки – станции

Б – осень, по данным фильтрации в рейсе нис "Академик Курчатов" [Лисицын и др., 1975]. Концентрация, в мг/л; *1* – меньше 1; *2* – от 1 до 2; *3* – более 2; *4* – места отбора проб

В – по данным анализа спутника Ландсат [Gibbs, 1981]. Стрелки – направление движения вод, цифры у сплошных изолиний – концентрация взвеси, в мг/л, у пунктирных – средние значения

спутника "Ландсат". Из этих данных видно, что лавинные концентрации взвеси (более 10 мг/л) встречаются в оба сезона в поверхностных водах лишь в непосредственной близости от устья. Уход речных взвесей из поверхностных слоев, из зоны действия поверхностных течений происходит уже близ устьев рек.

Представление о распространении взвеси в глубинных водах дает серия разрезов, выполненных весной в том же рейсе нис "Академик Курчатов" (рис. 26). Разрезы показывают, что главная концентрация взвеси имеет место в подповерхностных слоях, где в ряде мест зафиксированы значения более 2 мг/л, но подавляющая часть взвеси, безусловно, садится на границе река–море, поскольку нигде на разрезах не отмечены значения, типичные для речных вод (156 мг/л). Даже в поясе повышенной мутности вод (в пределах 1–2 мг/л) концентрация взвеси в 100–150 раз ниже речной, а за пределами области относительно мутных прибрежных вод обычны значения меньше 0,1 мг/л с максимумами всего около 0,5 мг/л. Таким образом, резкое снижение концентрации взвеси свидетельствует о выпадении главной ее части на барьере река–море и о том, что реальное проникновение взвеси из реки в океан очень невелико и определяется первыми процентами от твердого стока. Таким образом, картины распределения взвеси (по горизонтали и по вертикали) в устьях рек Амазонки, Ганга, Брахмапутры, Инда сходны.

Приведенные данные показывают, что взвесь перемещается от устья на запад под влиянием Антильского и Гвианского течений. Примечательно, что под действием этих течений, имеющих противоположные направления, зона концентрации взвеси на поверхности (от 1 до 2 мг/л) разделяется на две полосы.

Громадные количества взвесей, осевших на границе река–море, создают в придонном слое особое образование – вязкий очень обводненный слизистый ил кофейного цвета. Этот ил, похожий по свойствам на студень, разжижается при механических воздействиях (волны и течения) и вновь "застывает" в спокойные периоды. Поэтому вдоль берегов Южной Америки от Амазонки и почти до Карибского моря возникает прибрежный поток илистых наносов. Так, постепенно, прерывисто перемещаются в западном направлении целые илистые отмели и банки. Поток этот настолько значите-

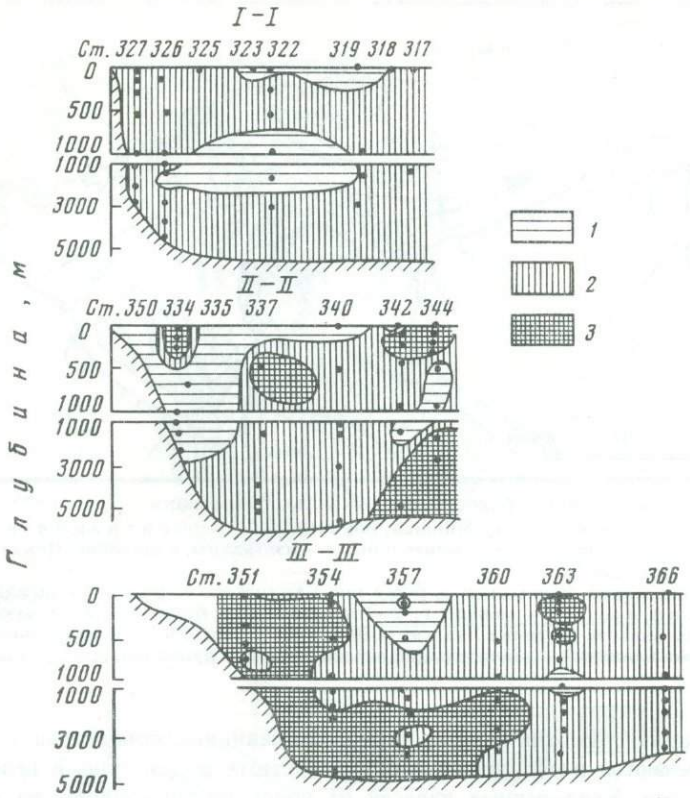


Рис. 26. Распределение взвеси в устье р. Амазонки по данным ультрафильтрации [Лисицын, и др., 1975]

Положение разрезов на рис. 25, *Б*. Март–апрель 1969 г. Концентрация взвеси, в мг/л *1* – меньше 1; *2* – от 1 до 2; *3* – более 2. Точки – места отбора проб

лен, что создает помехи при возведении гидротехнических сооружений. Таким путем часть материала, который должен был бы накапливаться близ барьера и далее перераспределяться гравитационными потоками, здесь не попадает в конус, а уносится на большое расстояние по шельфу.

Изучены закономерности осаждения взвешенного материала в дельте Амазонки в зависимости от солености (рис. 27). Особенно резко снижение концентрации взвеси идет при повышении солености от 0 до 20‰. В этом интервале солености возникает иловая пробка: здесь концентрация взвеси падает от более 150 мг/л до 0,1 и даже 0,01 мг/л, т.е. в сотни и тысячи раз. Близко от нее располагается биологическая пробка (она привязана к солености 7–8‰), где отмечается максимум развития диатомовых водорослей; от этого максимума и в сторону реки и в сторону океана значения их концентрации быстро падают. Близко к распределению диатомовых и взвешенного кремнезема также и распределение органического вещества взвеси (сжигаемой органики), но содержание органики в ней падает в сторону океана медленнее.

Здесь четко выражена и геохимическая пробка – область коагуляции и флоккуляции растворенной органики и железа с захватом растворенных в воде металлов при соосаждении с образованием оболочек на зернах выпадающей взвеси. По данным Гиббса [Gibbs, 1977], в выносах Амазонки на долю металлов в кристаллических решетках и в форме гидроокисных оболочек на зернах приходится основная часть – от 65 до 92%. На долю сорбированной формы металлов, которая нередко априорно считается главной, приходится всего 0,02–8%. Таким образом решающее значение в выносе подвижных

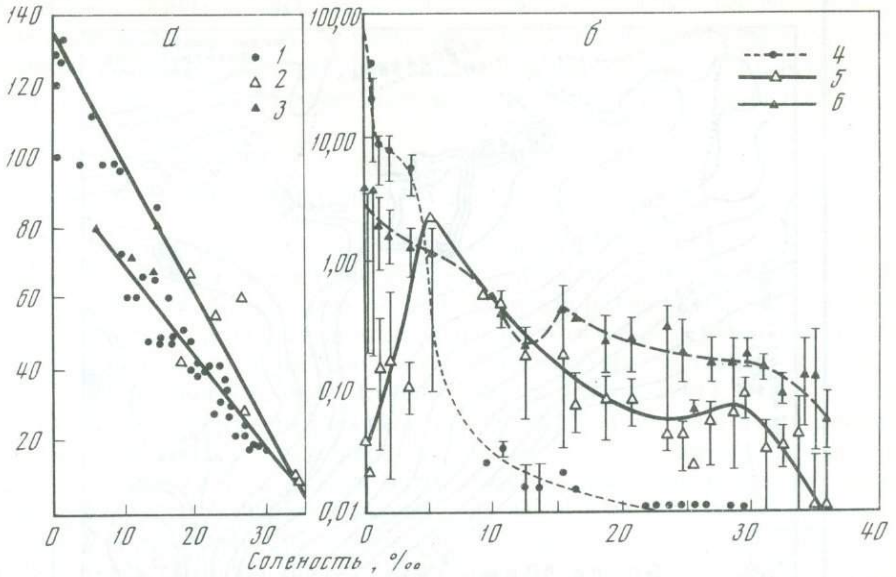


Рис. 27. Изменение общего содержания и отдельных компонентов взвеси на барьере река–море в зависимости от солености. Устье р. Амазонки [Milliman, Boyle, 1975]

а – растворенный кремнезем (верхняя линия соответствует идеальному смещению, нижняя – с учетом биологического поглощения кремнезема). Пробы: *1* – с поверхности, *2* – из вертикальных разрезов, *3* – из верхнего слоя донных осадков, *б* – прочие компоненты терригенной взвеси (4), панцирей диатомовых водорослей (5) и органического вещества (6)

(реакционноспособных) форм металлов играют гидроокисные оболочки на зернах. Это установлено не только для выносов Амазонки, но и для Юкона – крупной реки холодной части умеренной зоны, а также для ряда других рек. Во взвеси дельтовых областей этих рек на поверхности зерен сосредоточено 87–78% Fe, 69–73% Mn и от 69 до 71% Ni (от выноса металлов в целом). Возникновение этих гидроокисных оболочек связано с соосаждением.

Богатство дельтовых отложений металлами (в частности железом, что подтверждается на примере ряда месторождений) связано, таким образом, с массовым возникновением в области иловой пробки реакционноспособных форм переходных металлов, что обеспечивает их широкое участие в процессах диагенеза и образовании аутигенных минералов в дельтовых толщах. Эта зона не только область мобилизации растворенных форм металлов и перевода их во взвесь, но и массового ее осаждения. Очень важно подчеркнуть, что осаждающаяся в области депоцентра взвесь по химическому составу уже не речная: она обогащена значительными количествами переходных металлов, органического вещества (планктонного) и биогенным материалом. Это весьма примечательная геохимическая особенность процесса на барьере.

Говоря об области лавинной седиментации в устье реки, можно очертить главную ее часть, где выпадает не только вся речная взвесь, но к ней добавляются и значительные количества устьевой биогенной: это зона смешения река–море в интервале солености от 2 до $10^0/_{00}$. С этой зоной связаны и максимальные скорости формирования дельты – 1700 Б [Gibbs, 1981], где располагается современный депоцентр устья Амазонки. Во много раз ниже скорости седиментации (в 30–100 раз) определены во внешних частях дельты.

Сейчас, несмотря на гигантский твердый сток, поступления осадков в конус выноса через каньон Амазонки не идет, как это уже было отмечено для р. Ганг и Инд. При понижении уровня океана во время кайнозойских оледенений главная часть осадочного вещества и из реки, и из ставшей реликтовой (приподнятой над уровнем океана) дельты по дренажной системе подводных каньонов перемещалась в конус выноса.

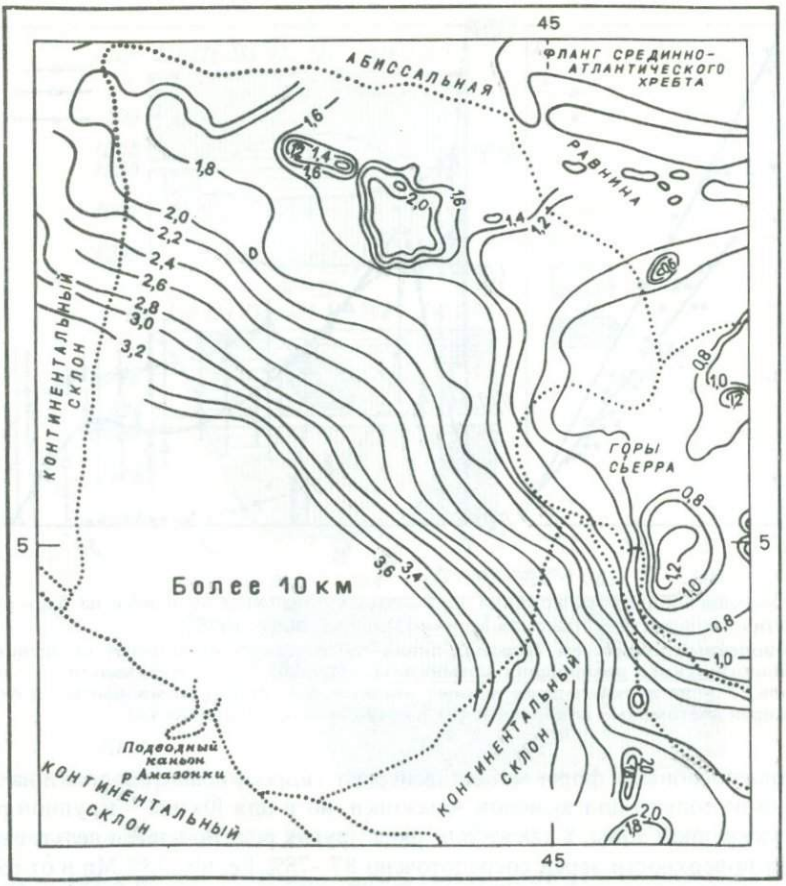


Рис. 28. Мощность осадков подводного конуса выноса Амазонки, в км. Основная часть конуса обведена контуром точек [Damuth, Kumar, 1975]

По данным сейсмостратиграфических исследований, средняя скорость седиментации в конусе Амазонки для последних 2,2 млн лет составляла от 50 до 1150 Б, что не только соответствует скорости седиментации в современной дельте, но и заметно превосходит ее. Картина распределения скорости седиментации в разрезах конуса очень пестрая, и это, как и пестрота гранулометрии, и текстур, отвечает прерывистой седиментации.

В формировании подводного конуса Амазонки выделяется четыре основных этапа. В меловое время произошло отделение этой части Южной Америки от Африки (область устья Амазонки отделилась от Либерии). На протяжении конца мела–палеогена собственно Амазонка с ее огромным водосбором еще не существовала, хотя Амазонский грабен уже был сформирован. Он дренировался другими реками. Депоцентр этой части водосбора располагался в области бассейна Маражу (рис. 28). В это время палео-Амазонка, видимо, впадала в Тихий океан. В миоцене произошло поднятие Анд, и река повернула в сторону Атлантического океана. Сток твердого осадочного материала возрос более чем в 60 раз, а депоцентр сместился к востоку от бассейна Маражу. Осадки реки быстро заполнили участок шельфа до барьерного рифа, и началось формирование конуса, который занимает сейчас 120 тыс. км^2 и имеет максимальную мощность около 12 км. Его внешняя часть оканчивается на глубине около 3200 м. Начало формирования конуса Миллиман [Milliman, 1979] относит к времени 20 млн лет, а другие авторы – 8–15 млн лет [Damuth, Kumar, 1975]. Как видно из схемы (см. рис. 28), депоцентр конуса находится на склоне в интервале глубин от 2 до 3 тыс. м. В пределах

шельфа мощности обычно 2–4 км, и только близ подводного каньона Амазонки они достигают 8 км. На этом рисунке показаны разрезы осадочной толщи конуса Амазонки, проведенные вдоль и поперек фэна. Видно прогибание ложа под действием изостатической нагрузки, хотя верхние слои длительное время выдерживают постоянный наклон.

ДЕЛЬТА И ПОДВОДНЫЙ КОНУС ВЫНОСА р. КОНГО

Конго – по твердому стоку третья река Африки. Ежегодно она выносит около 64,7 млн т взвеси. Для этой реки, так же как и для Амазонки, характерно низкое содержание взвеси – около 48 мг/л (против 1842 мг/л для р. Нил), что также связано с покровом тропических лесов, сдерживающих эрозию. Водный сток Конго в 20 раз больше Нила, а площадь водосбора, расположенного близ экватора, составляет 3690 тыс. км^2. Скорость седиментации в дельте лавинная – 400 Б [Gibbs, 1981]. Эта река – одна из древнейших дренажных систем: она возникла еще в палеозое, но когда в раннем мезозое Африка соединялась с Америкой, в бассейне Конго развилось огромное озеро. Оно исчезло, соединившись в меловое время с открывшимся Атлантическим океаном.

Значительная часть взвеси реки осаждается в среднем ее течении, где река протекает по равнине – дну бывшего озера. Здесь нередко река переходит в озеровидные расширения. В нижнем течении она прорезает кристаллические породы и течет в узких ущельях.

По выносу осадочного вещества Конго – река необычная: главная часть его осаждается во внутренней дельте (близ г. Киншаса) на равнине, после этого сброс отстоявшихся вод идет через систему водопадов по склонам Южно-Гвинейского плоскогорья.

Эстуарий Конго достигает ширины 17 км, морские воды проникают в него на расстояние 75 км выше устья. Поскольку водосбор реки расположен симметрично по отношению к экватору, паводки бывают дважды в год. От эстуария в океан протягивается огромный каньон Конго [Shepard, Emery, 1973]. Это редкий случай, когда каньон непосредственно продолжает эстуарий (начинается он от порта Банано) и прослеживается до глубин 2500–4000 м, где завершается феном. Возникновение эстуария – каньона, а не дельты у этой реки связано с необычностью ее твердого стока, его осаждением в верхней дельте на равнине.

Мощность осадков под дном каньона – около 6 км [Shepard, Emery, 1973]. На сейсмограммах выявляются многочисленные оползни; для этого каньона отмечались оползни разрушительной силы, которые приводили к обрыву кабелей [Heezen et al., 1964].

О концентрации взвешенного вещества близ устья можно судить по профилям вертикального распределения взвеси, полученным в апреле–июне 1968 г. на нис "Академик Курчатов" (рис. 29). Первый разрез выполнен непосредственно на границе устье реки–океан, два других – параллельно ему (к югу от устья). Отчетливо видно, что и в этом случае лавинных концентраций взвеси даже на небольших расстояниях от устья не отмечается (максимальные значения были немногим более 2 мг/л при среднем содержании в речной воде 48 мг/л). Видно также, что по мере удаления от устья относительно замутненные воды опускаются на глубины, слитные языки взвеси разделяются на отдельные пятна-облака, т.е. картина распределения взвеси на разрезах устье реки–океан имеет практически те же типичные черты, что и для Ганга и Амазонки. Подавляющая часть взвеси этой реки, как и других рассмотренных ранее, океана не достигает. О ничтожном ее сбросе на современном этапе и ее распространении в основном в форме взвеси, а не в гравитационных потоках говорит не только анализ ее концентрации близ устья, но также и то, что верхняя и средняя части каньона не заполнены осадками. Данных о скоростях седиментации близ устья, к сожалению, нет.

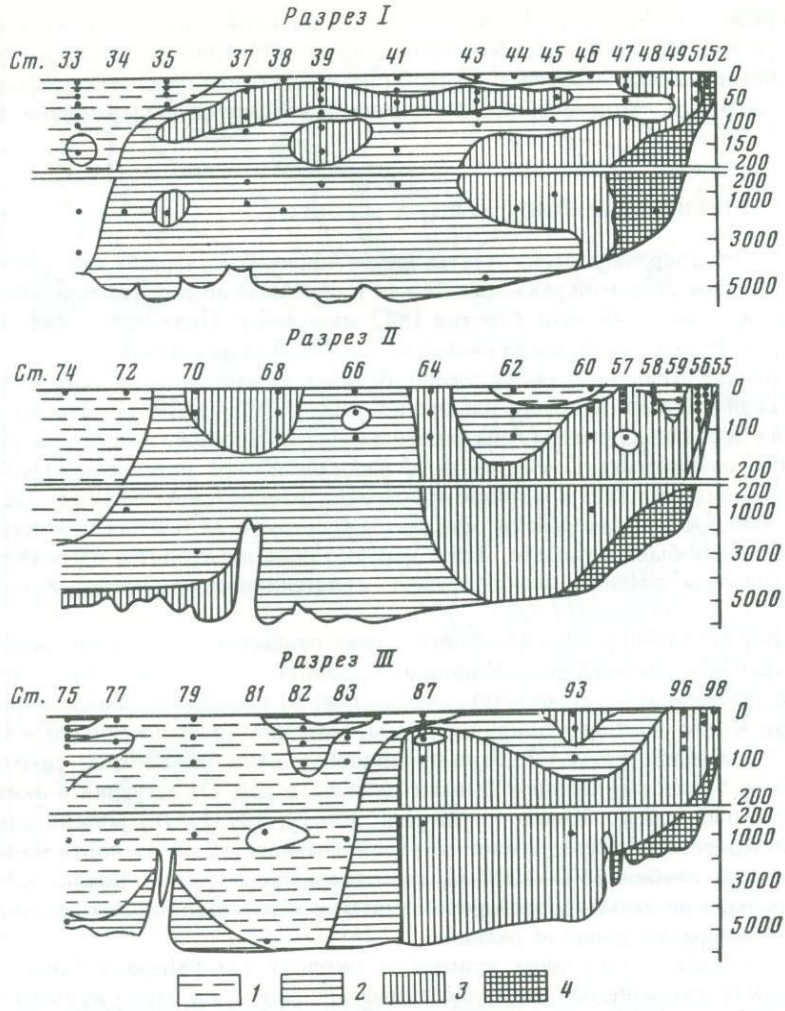


Рис. 29. Распределение взвешенного осадочного вещества на трех разрезах по нормали к берегу близ устья р. Конго (справа), по данным Е.М. Емельянова [Лисицын и др., 1975]

Концентрация взвеси мг/л: *1* – менее 0,5; *2* – от 0,5 до 1,0; *3* – от 1,0 до 2,0; *4* – более 2,0

ДЕЛЬТА И ПОДВОДНЫЙ КОНУС ВЫНОСА р. НИГЕР

Нигер по твердому стоку немного превышает Конго (67 млн т в год), хотя по водному стоку он в пять раз меньше. Мутность вод р. Нигер 229 мг/л, т.е. также в пять раз выше, чем мутность вод Конго. Несмотря на повышенные значения он все-таки не достигает уровня мутности рек Юго-Восточной Азии. Современная скорость седиментации в дельте около 200 Б [Gibbs, 1977], т.е. лавинная. Площадь дельты составляет 105 тыс. км^2 [Avbovbo, 1978], максимальная мощность отложений в депоцентре от 9 до 12 км [Evamy et al, 1978] (рис. 30).

В дельте пробурено более 1000 скважин на нефть до глубин 4 км, проведены геофизические исследования, детально изучен вещественный состав. Определение теплового потока показало, что в области максимальной мощности дельтовых отложений геотермический градиент падает в 3–7 раз по сравнению с периферией конуса, т.е. этот показатель может использоваться для поиска скрытого депоцентра [Nawachukwu, 1976].

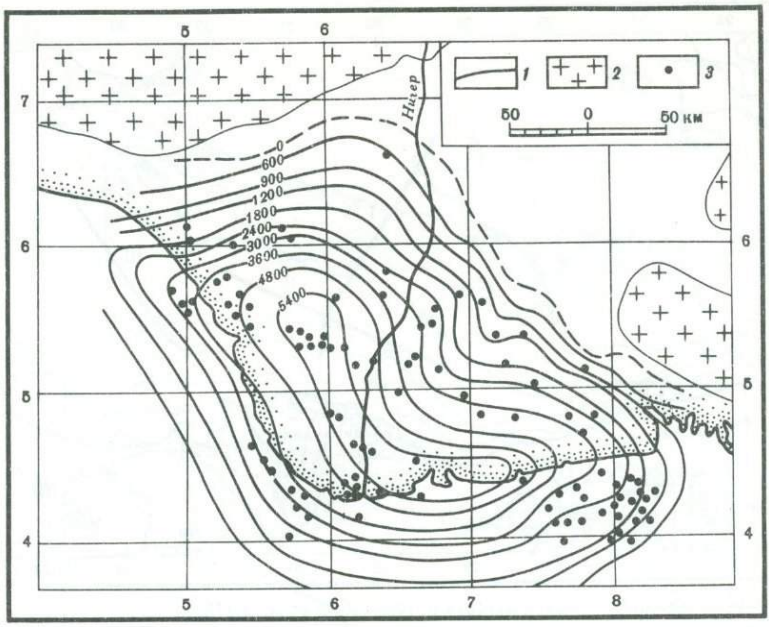


Рис. 30. Мощность отложений в дельте р. Нигер [Avbovbo, 1978]
1 – изопахиты, в м; *2* – кристаллические породы щита; *3* – буровые скважины

В дельте расположены многочисленные месторождения нефти. Дельта кайнозойская, ее формирование, как и для Конго, началось в раннем мелу, после раскрытия Атлантики. Четко выявляются смещения депоцентра во времени. Это типичный случай превращения ОПБ в нефте-газоносный бассейн.

ДЕЛЬТА И ПОДВОДНЫЙ КОНУС ВЫНОСА р. НИЛ

Нил – одна из крупнейших рек мира по протяженности (6,6 тыс. км), его бассейн дренирует около 1/10 площади Африки. Через аридную зону Нил проходит транзитом, и его сток отвечает главным образом экваториальной гумидной зоне Африки, откуда берут начало истоки этой реки. До завершения Асуанской плотины в 1964 г. жидкий сток Нила составлял 11894 $м^3/с$, а твердый был равен 140 млн т в год. После постройки плотины значительная часть твердого стока стала задерживаться в водохранилище.

Надводная дельта Нила занимает площадь 22 тыс. $км^2$; до постройки плотины она ежегодно продвигалась в море на 15 м [Allen, 1972]. Подводный конус выноса Нила образован из двух частей – западной, называемой конусом Нила, и восточной – Левантской платформой (рис. 31). Их общая площадь составляет около 70 тыс. $км^2$, что в три раза больше, чем площадь надводной дельты. По составу и строению обе части связаны с надводной дельтой реки [Ross et al., 1977]. Поступление материала идет по каньону Александрия – единственному крупному каньону в этой области континентального склона. Часть осадочного материала Нила уносится на запад в пределах шельфа. Отложения дельты Нила очень молодые, поскольку, как известно, в мессинское время (6–5,5 млн лет назад) Средиземное море неоднократно отчленялось от океана и полностью высыхало, о чем говорит толща эвапоритов на его дне мощностью около 2 км. Падение уровня моря составляло более 1,5 км, что подтверждается данными по переуглублению русел рек его бассейна (Роны и в особенности Нила). По исследованиям И.С. Чумакова [1967], во время понтской регрессии море почти осушалось, но сток рек при этом не сокращался. Это полностью относится и к Нилу, водосбор которого находится далеко от берегов Средиземного моря. Воды этой громадной реки низверга-

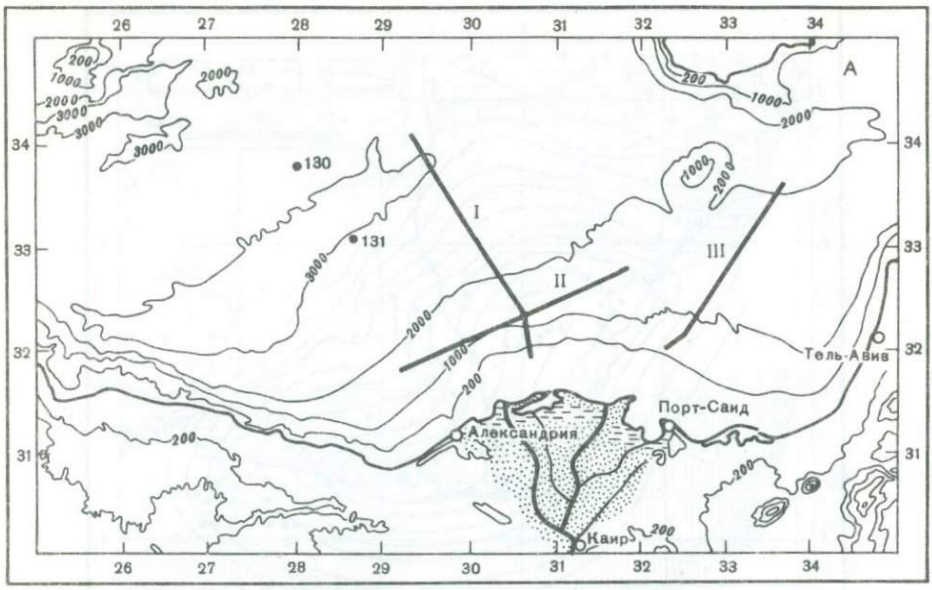


Рис. 31. Строение подводного конуса выноса р. Нил [Ross et al., 1978]

А – батиметрическая и гипсометрическая схема; *Б* – мощность осадочных отложений (плиоцен-четвертичных) (двойное время, с). На продольных и поперечных разрезах: *Р* – отражающая поверхность, возможный эквивалент рефлектора *М*

лись по крутому континентальному склону на 1–1,5 км, образуя гигантские водопады, русло реки близ устья при этом переуглублялось, дельтовые отложения размывались и переоткладывались. Признаки переуглубления обнаружены не только в дельте Нила [Чумаков, 1967], но также и для рек, впадающих в Тирренское море [Fierro et al., 1973] и в западную часть Средиземного моря [Glangeaud, Reheult, 1968]. Здесь обнаружены долины, находящиеся на глубине нескольких сотен метров ниже современного уровня моря, прорезанные в доплиоценовых породах и заполненные рыхлыми отложениями. Этапы отчленения моря от океана повторялись многократно (по некоторым данным не менее 11 раз) и были достаточно длительными. Значительная часть отложений надводной и подводной частей дельты Нила при таких катастрофических снижениях уровня была размыта и снесена на нижние уровни – в конусы выноса и в терригенные прослои в толщах эвапоритов на дне моря. Таким образом, все отложения дельты, о которых идет речь, постмессинские, они отложились за 6–5,5 млн лет.

По подсчетам Росса и Учупи [Ross, Uchupi, 1977], средняя скорость распространения звука в осадках около 2 км/с. Общий объем отложений Нила – 387 тыс. км^3, а средняя мощность составляет 1,98 км, т.е. на протяжении последних 5 млн лет средняя скорость седиментации составляла около 400 Б, причем во время понижений уровня океана в ледниковые периоды скорость седиментации в конусе выноса повышалась по сравнению с современной в несколько раз. Эти определения скорости находятся в соответствии с данными, приводившимися другими исследователями [Maldonado, Stanley, 1978, 1979; Шимкус, 1981].

В настоящее время в надводной и подводной частях дельты Нила пройдено много нефтяных скважин, часть из которых прошла через отложения мессинского времени и была закончена в нижне- и верхнемиоценовых отложениях [Rezzini et al., 1978]. Бурением и геофизическими исследованиями было установлено, что в олигоцене дельта Нила уже существовала, но располагалась далеко на запад, в пределах современной Западной пустыни. Удалось проследить три этапа эволюции дельты Нила за последние 10 млн лет (домессинское, мессинское и послемессинское время). Наиболее драматические события имели место в мессинское время, когда отложения дельты оказались при-

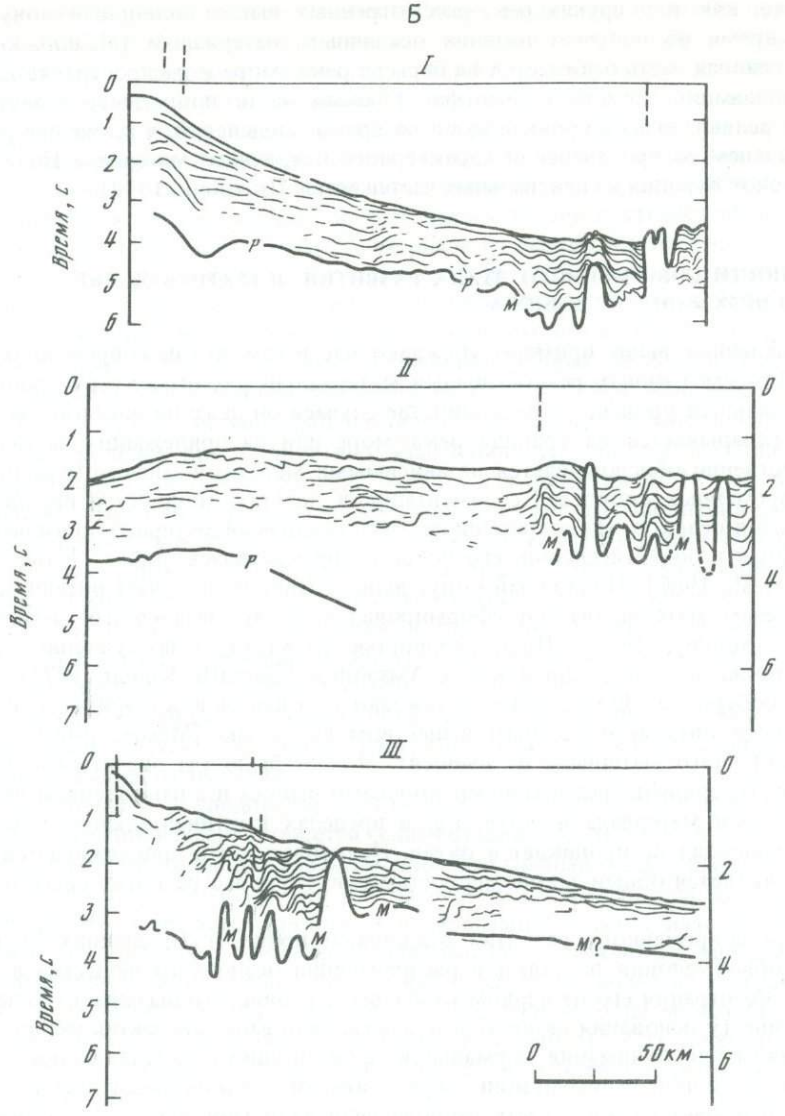


Рис. 31 (окончание)

поднятыми над уровнем дна Средиземного моря на 1 км и более. Обводненные осадки в то время стекали по склонам и быстро размывались, кроме того, очень широко были распространены все виды гравитационных перемещений, а также контуриты. На протяжении мессинского времени (около 1 млн лет) на дне моря отложился слой осадков мощностью более 1 км (т.е. скорость седиментации около 1000 Б), что свидетельствует о размыве и приносе сюда больших масс переотложенных осадков. Надводная дельта Нила в настоящее время не только не растет, но и сокращается. На основании всестороннего изучения нильского осадочного материала, используя разнообразные индикаторы [Емельянов и др., 1978], удалось установить, что выносы распространяются далеко на северо-восток, север и северо-запад от устья. "Все это свидетельствует о том, что тонкие выносы Нила распространяются преимущественно с глубинными и придонными течениями на огромных площадях Леванта, нередко направляясь против основных поверхностных течений" [Емельянов и др., 1979, с. 119]. К этому еще нужно

добавить что, как и у других рек, рассмотренных выше, подводный конус Нила в настоящее время не получает питания осадочным материалом [Maldonado, Stanley, 1978], его главная часть осаждается на барьере река–море и распространяется течениями на прилежащих участках шельфа. Главная часть подводного конуса, таким образом, – реликт низких уровней моря во время оледенений, а также при регрессиях понта. В дальнем распространении характерного осадочного материала Нила убеждает и анализ кернов бурения из центральных частей моря [Init Rep., 1972].

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЭСТУАРИЕВ ДЕЛЬТ И ПОДВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА

Все приведенные выше примеры убеждают нас в том, что на современном этапе ни в одной из рассмотренных рек осадочный материал не уходит в конус выноса, т.е. на второй глобальный уровень; в большинстве случаев он даже не достигает его, а почти целиком откладывается на границе река–море или на прилежащих частях шельфа. Это количественно обосновывается независимыми методами: анализом распределения взвеси, современных скоростей седиментации в дельтах, мощностей верхнего (голоценового) слоя осадков. На современном этапе осадочный материал почти не поступает и в подводный конус Миссисипи, его поставка прекратилась около 11 тыс. лет назад [Broecker et al., 1960]. Подводный конус выноса Нила не получает питания современным осадочным материалом, он сформировался во время низкого стояния океана [Maldonado, Stanley, 1978]. Почти полностью отсутствует поступление осадочного материала также и в подводный конус Амазонки [Damuth, Kumar, 1975]. Все реки восточного побережья США не только осаждают всю взвесь в эстуариях, но и получают дополнительное питание осадочным веществом из океана [Meade, 1969], т.е. современного осадочного материала не выносят. Можно было бы значительно расширить число рек с отмершими, реликтовыми конусами выноса и с накоплением почти всего выносимого ими материала в устье, т.е. в пределах континентального блока, когда осадочный материал не проникает в океан. Практически это прослеживается для всех рек мира и является общей закономерностью современного развития системы дельта–конус выноса.

Итак, для современного развития осадочного процесса (последних 11 тыс. лет) типичны особые условия поставки и распределения осадочного вещества в Мировом океане – концентрация его на первом глобальном уровне, что вызывает его дефицит на втором уровне (у основания склона) и в пелагиали океана. Эта закономерность исключительно важна для понимания нормальной седиментации в океане, а также для понимания роли лавинной седиментации, определяющей осадкообразование в пелагиали, которая то отнимает главную часть рациона пелигиали (при высоком стоянии уровня океана) то, наоборот, добавляет его (при понижении уровня). Такие колебания уровня, как будет показано, неоднократно были в прошлом.

Конечно, не все 100% осадочного вещества захватываются современными дельтами и эстуариями. По моим прямым подсчетам методом абсолютных масс 7–8% осадочного материала все же "проскакивает" барьер и распределяется в пелагиали. Этот "проскок" идет не в поверхностном слое, а, как можно было видеть из приведенных разрезов, главным образом в придонных слоях. Поэтому нельзя согласиться с точкой зрения Гиббса о том, что по распределению взвеси в поверхностных водах можно судить об областях ее осаждения на дно [Gibbs, 1981]. При таких определениях судить можно только об областях ухода взвеси из поверхностного слоя, т.е. из области действия поверхностных течений.

Эти области ухода речной взвеси с поверхности океана располагаются, как было показано, близ устьев рек. Это обстоятельство заставляет пересмотреть "гидродинамическую концепцию" океанской седиментации [Страхов, 1978], согласно которой поверхностные течения играют якобы главенствующую роль в распределении осадочного ве-

щества в океане. В действительности главная часть осадочного вещества перемещается и распределяется в глубинных слоях воды вне зависимости от поверхностных течений.

Переброска масс осадочного вещества с первого глобального уровня на второй происходит не только во время снижения уровня океана. Она нередко возникает и при заполнении верхнего уровня осадками, после чего начинается их стекание по каньону.

Зная скорость седиментации в дельтах, а также ежегодный твердый сток в дельту и средний объемный вес осадочного материала, можно определить, за какое время лавинная седиментация в дельте разовьет ее настолько, что она достигнет внешних границ каньона, после чего начнется "отсос" материала из дельты в конус выноса, материал начнет переходить на нижний глобальный уровень. Это время находится в пределах от 2600 до 3400 лет для системы Ганг–Брахмапутра и от 1 до 1,2 млн т для дельт Енисея и Оби, куда поставляется очень мало осадочного вещества и где ширина шельфа весьма значительна. Если за это время снижения уровня дельта достигнет бровки шельфа, то начнется сброс осадочного вещества на склон. При всей условности таких подсчетов [Gibbs, 1981] можно приблизительно оценить время заполнения определенных дельт (1 уровень) при конкретных изменениях уровня океана. Становится очевидным, что после подъема уровня океана (за последние 18 тыс. лет подъем осуществился почти на 100 м) разные реки достигнут границы заполнения дельт (сброса осадочного вещества на второй глобальный уровень) за разное время. Это время зависит от скорости седиментации в дельте, от твердого стока реки, ширины шельфа, скорости изменения уровня и длительности его нахождения на данной отметке. Сопоставление длительности этапа заполнения и колебаний уровня показывает, что для большинства рек главное значение играет уровень океана (поэтому основные события в развитии большинства дельт мира оказываются синхронными).

Из сказанного о лавинной седиментации в устьях крупнейших и наиболее изученных в настоящее время систем река–море (Ганг, Инд, Амазонка и Нил) следует несколько важных выводов общего значения.

1. Количественные исследования осадочного процесса независимыми методами (анализ концентрации взвеси, скоростей седиментации, абсолютных масс и мощностей), как мы уже говорили, приводят к заключению, что главная часть осадочного материала (более 90%) осаждается в устьях рек и частично перераспределяется на шельфе. На материковый склон, в область конусов и в пелагиаль осадки сейчас почти не поступают. Таким образом, для современного этапа высокого стояния уровня океана (типичного для межледниковий) характерен захват осадочного вещества на границе река–море. Эта закономерность седиментации на современном этапе может быть отмечена и для других дельт, кроме описанных. Подчеркну, что это есть генеральная закономерность, обычно упускаемая из внимания исследователями при сравнительно-литологических построениях.

2. Количественные данные показывают, что неверны гипертрофированные представления, основанные на сопоставлении концентрации взвеси в реках и в поверхностных водах океанов. Наши данные показывают, что главный путь проникновения осадочного вещества в пелагиаль на современном этапе находится во взвеси, но этот путь проходит не на поверхности океана, а в подповерхностных и в особенности в придонных слоях. Он таким образом не зависит от гидродинамики поверхностного слоя, чем отменяется "гидродинамическая концепция". Для современного этапа, таким образом, характерно перемещение материала в пелагиаль главным образом в форме взвеси, а не с помощью гравитационных потоков. Неверны также представления о том, что более половины речного стока протекает в океан [Страхов, 1978].

3. В самом недавнем геологическом прошлом при понижении уровня океана за счет оледенений, а также при более крупных эвстатических колебаниях картина была иной, наступали этапы преобладания гравитационных (автокинетических) потоков, что далее будет показано на конкретных примерах.

4. Современный этап высокого стояния базиса эрозии, концентрации осадочного вещества в устьях рек есть в геологическом понимании этап подготовки очередной

порции осадочного материала для его последующего сбрасывания вниз по склону при следующем понижении уровня океана. Выявляется двухтактный механизм движения вещества при переходе с первого на второй глобальные уровни.

5. Взвесь, осаждающаяся на барьере река–море, по своим геохимическим особенностям отличается от речной взвеси резким повышением содержания подвижных форм элементов, органического вещества, биогенных компонентов. Этим определяются и важные особенности отложений древних дельт (парагенезы аутигенных минералов и др.). При снижении уровня этот материал сбрасывается к основанию склона.

6. Устанавливается тесная связь элементов системы лавинная седиментация первого уровня → лавинная седиментация второго уровня → пелагическая седиментация. Количество осадочного материала, накапливающегося в каждой из ячеек этой системы, регулируется уровнем Мирового океана: чем ниже уровень, тем больше вещества сбрасывается в нижнюю ячейку. Поэтому история уровня определяет историю распределения осадочного вещества на разных этапах геологического развития Земли, его концентрацию на разных условиях, в разных ячейках.

Глава III

ВТОРОЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ – ОСНОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА

СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СУШЕ И В ОКЕАНЕ

ЭНЕРГИЯ РЕЛЬЕФА, ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И КОРРЕЛЯТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Процессы перемещения осадочного материала на горных склонах уже давно изучаются на суше геоморфологами (рис. 32). Существуют известные аналогии в закономерностях подобных процессов на суше и в океане, которые связаны с аналогиями в механике этих процессов. Поэтому, учитывая недостаток данных по склоновым процессам в океане и недостаточную возможность детальных их исследований на суше, представляется необходимым провести некоторое краткое сопоставление.

Обвалам и осыпям на суше соответствуют обвалы и осыпи под водой с образованием характерных сходных по текстурам и другим показателям отложений.

Оползни и оплывины на суше сопоставляются с оползнями и оплывинами под водой, а также сходны и грязекаменные потоки (сели). Однако для более разбавленных суспензий – зерновых потоков и особенно турбидитных – мы не имеем аналогов на суше. Для таких образований необходимы большие избытки воды, и само движение возможно только в водной вмещающей среде (тяжелая суспензия в воде подобна движению тяжелой жидкости в более легкой, т.е. "тяжелая вода в воде").

Мощность гравитационной системы океана значительно превышает ту, которая необходима для перемещения осадочного вещества, поступающего с суши и из других источников.

Имеются и отличия между процессами при перемещении вещества в субаэральной и субаквальной среде, связанные с разницей в вязкости. Динамическая вязкость воздуха 0,00018 пуаз, а воды 0,01 пуаза, т.е. разница в 50–60 раз.

В геоморфологии существует понятие **"энергия рельефа"**: чем выше различия между наиболее приподнятыми и наиболее низко опущенными поверхностями, тем больше энергия рельефа. Тектонические движения приводили к образованию рельефа, обладающего наибольшей энергией. Экзогенные факторы приводят к выравниванию рельефа, снижению его энергии.

Процессы, протекающие на склонах на суше и в океане связаны со снижением их энергии, уносом вещества со склона. Однако главная роль океанских склонов не в

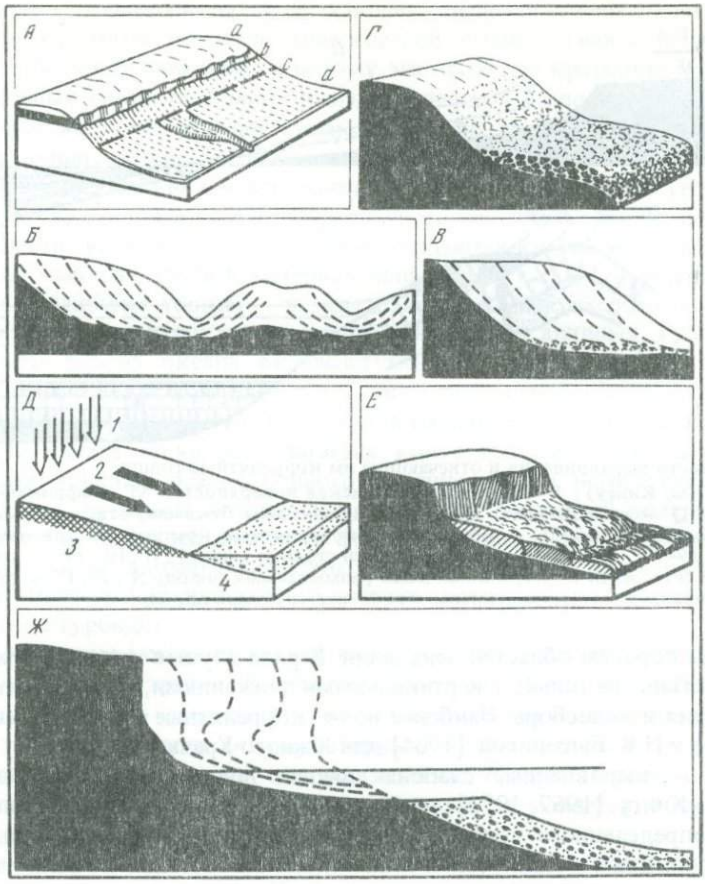


Рис. 32. Общие закономерности развития склонов [Панов, 1956]

А – образование педимента: *а* – выпуклый склон; *в* – обнаженный разрушающийся склон; *с* – осыпной склон; *d* – педимент. *Б* – последовательное отступание склона и образование педимента. *В* – образование педиплена. *Г* – образование террасы подножия. *Д* – плоскостной смыв и образование делювия: *1* – атмосферные осадки; *2* – плоскостной (нерусловой сток); *3* – покровные отложения; *4* – делювий, *Е* – схема строения оползневого склона. *Ж* – изменение абразионного берега (отступание) и образование коррелятивных толщ

этом. Континентальные склоны это область главным образом не зарождения нового осадочного вещества за счет вещества склонов (как это имеет место на суше), а область транзита готового вещества с верхних уровней на нижние. Перемещение его идет главным образом благодаря энергии положения (энергии рельефа), т.е. значительным (3–4 км) превышениям верхней части склона над его основанием. Материковый склон океана это, таким образом, крупнейшая планетарная структура с огромной энергией рельефа, им и определяются колоссальные масштабы перемещения осадочного вещества.

Поверхности выравнивания и коррелятные отложения. Снесенные денудацией отложения откладываются у подножий гор, образуя коррелятные толщи (рис. 33). По времени коррелятные толщи образуются одновременно с денудационной поверхностью. Изменения объема, гранулометрического или вещественного состава коррелятных отложений связаны с изменениями в области денудации. Так, увеличение объема и погрубение толщ коррелятных отложений отражает усиление денудации, а наоборот, снижение объема и появление больших количеств тонкопелитового вещества говорит об ослаблении денудации. По объему и составу коррелятные отложения соответствуют

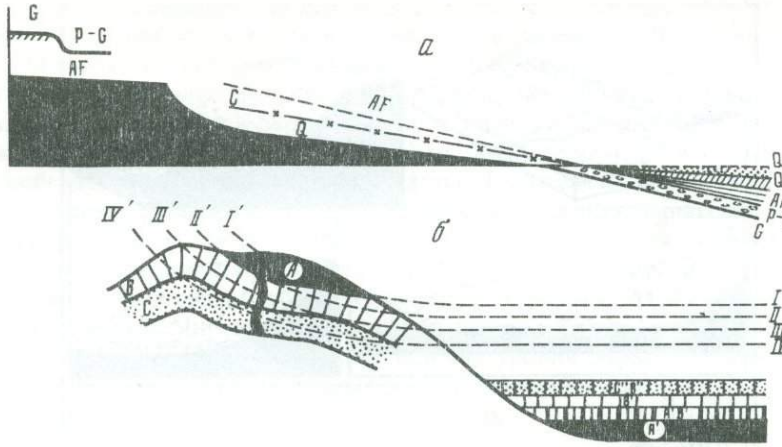


Рис. 33. Поверхности выравнивания и отвечающие им коррелятные толщи

А – Африка (по Кингу); P–G – послегондванская поверхность; AF – африканская; C – позднекайнозойская: Q – четвертичная. Отложения обозначены буквами, отвечающими коррелятным поверхностям выравнивания: *Б* – образование коррелятных комплексов при изменении уровня моря [Батурин, 1947]: I, II, III, IV – разные уровни стояния моря, I′, II′, III′, IV′ – соответствующие профили речной сети. *A, B, C* – три комплекса размываемых пород; *A′, B′, C′* – отложения характеризуемые минералами, заимствованными из соответствующих пород

эродированным породам областей денудации. В ряде случаев имеются изменения состава, которые связаны не только с вертикальными движениями, но с изменениями климатических условий в водосборе. Наиболее полно коррелятные толщи изучены Д.В. Борисевичем [1954] и Н.В. Башениной [1964] для Южного Урала.

Педименты – выровненные слабонаклонения поверхности у основания склона (отсыпки). По Кингу [1967, 1972], первоначально крутые склоны постепенно выполаживаются до определенного угла откоса, свойственного распространенным на склоне осадочным отложениям и конкретной климатической обстановке. Если на континентах главной действующей силой образования педиментов является выветривание, т.е. подготовка, новообразование вещества, то в океане это главным образом перераспределение осадочного вещества. Отложения у основания континентального склона – это глобальный педимент. Педименты суши зональны (перигляциональный, аридный и др.), при этом отмечается как климатическая зональность, так и вертикальная поясность (в горах).

Ведущая роль в образовании континентального склона, как уже указывалось, принадлежит тектоническим процессам – спрединту. Этот процесс начинается на суше с образования континентального рифта, который при дальнейшем расширении превращается в океанский рифт, разделяющий соединенные когда-то части континента – континентальные склоны. Континентальные склоны сохраняют свое высотное положение и очертания длительное время – десятки и даже первые сотни миллионов лет, как это можно видеть из сопоставления склонов Африки и Южной Америки. Полного выравнивания склона также не идет, поскольку накопление осадочной отсыпки происходит длительное время и в таких крупных масштабах, что вызывает изостатическую компенсацию.

Поскольку главный процесс на материковых склонах не денудация, как на склонах континентов, а перенос и отложение (в нижней части) осадочного материала, то общие закономерности происхождения склонов, развитые, в частности, Девисом [1962], Пенком [1962] и Кингом [1967] для подводных склонов океанов, малопригодны, хотя представления Пенка о местных базисах денудации, соединяющихся в общий базис (уровень ложа океана), могут иметь значение. Местные базисы денудации возникают на переломах склонов, на подводных склонах им отвечают местные уровни аккумуляции вещества ("осадочные карманы").

Для склоновых процессов на суше основное значение имеют плоскостный смыв и деятельность русловых потоков. Плоскостной смыв вызывается атмосферными осадками, в особенности дождями, и потому эти процессы кратковременны. В океане на континентальный склон постоянно выпадает твердый осадочный материал ("дождь осадочного вещества"), что при достаточной крутизне склона приводит к росту мощности рыхлой толщи, потере устойчивости отложений и перемещению неустойчивых масс осадочного вещества вниз, к основанию (или на промежуточный уровень) склона. Количество, а также состав и крупность осадочного вещества, определяющие его свойства и, в частности, устойчивость на склонах, создаются климатической зональностью. В общем случае наиболее грубый материал попадает на склоны в ледовых и перигляциальных зонах, наиболее тонкий – в экваториальной. Максимальные темпы поступления вещества – в гумидных зонах, минимальные – в аридных. Русловые потоки континентального склона океана включают осадкосборную воронку (а для более обширной системы осадкосборную систему, аналогичную водосборной системе рек на суше), которая соединяется в канал стока, или каньон, или достаточно крупное русло. В нижней части канала стока располагается конус выноса. Общая закономерность здесь следующая: площадь осадкосборного бассейна склона значительно больше, чем конуса выноса, т.е. русловые потоки концентрируют осадочный материал в конусы выноса. Соотношение площадей зависит от формы переноса материала: чем менее разбавлена водой суспензия осадочного вещества на стадии переноса, тем меньше по площади конус выноса. Наибольшие площади отложения имеют сильно разбавленные водой, низкоплотностные турбидиты.

Для русловой системы склонов можно выделить, как и для русловых систем суши, общий и местные базисы эрозии. В отличие от рек суши, у которых общий базис эрозии – уровень Мирового океана, для русловой системы континентального склона общий базис эрозии – уровень аккумулятивных равнин океана, а местные базисы – промежуточные уровни на склоне, которые иногда образуют террасовидные уступы, межгорные впадины. Общий уровень эрозии склона не меняется, а промежуточные могут меняться в ходе заполнения осадочным веществом.

Морфологические типы долин континентального склона близки к типам наземных долин: теснины, ущелья, каньоны, *V*-образные и ящикообразные долины, террасированные долины, а в условиях областей оледенения в верхних частях склонов отмечаются также *U*-образные ледниковые долины.

Поскольку история развития долин склонов характеризуется очень большой длительностью, то их формирование зависит от сочетания как глобальных, так и региональных и локальных событий. В наиболее изученных местах для долин и каньонов суши и океана отмечается асимметрия склонов, которая особенно четко выражена в долинах конусов выноса. Она связана с силами Кориолиса, а также, для конусов выноса, с контурными течениями.

Периодичность деятельности временных русел континентальных склонов зависит от интенсивности подачи осадочного вещества, т.е. от скорости седиментации, и потому определяется теми же закономерностями, что и скорость седиментации (климатическая, вертикальная и циркумконтинентальная зональности). Например, механический смыв рек холодной части гумидной зоны (Енисей, Обь) около 10 т/км^2, а рек экваториальной зоны – 1500–2000 т/км^2, т.е. в 150–200 раз больше. Приблизительно такой же разброс значений поступления биогенного вещества планктона для экваториальной гумидной и аридной зон. Чем выше скорость седиментации, тем быстрее достигается неустойчивость вещества на склонах. Огромные перепады глубин и значительная крутизна континентальных склонов океана создают уникальные для нашей планеты условия для гравитационного перемещения осадочного материала.

УСТОЙЧИВОСТЬ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА СКЛОНАХ

Нарушения устойчивости осадочных отложений связываются с несколькими видами деформаций: просадка в ходе уплотнения отложений, сдвиг, медленное оползание (для устойчивости снежных масс применяется термин "осовы"), возникновение лавин и снежных обвалов.

Точный подсчет устойчивости требует знания ряда конкретных параметров, которые обычно не известны, и выявляются при специальных геотехнических исследованиях. Чаще применяют приближенные методы подсчета. Равновесие осадочных отложений (рыхлые отложения, снег, лед) на склоне определяется равенством углов наклона поверхности осадочных отложений (α) (или поверхности коренного ложа, если они параллельны) и угла внутреннего трения осадков (φ): $\alpha = \varphi$. Толщину осадочных отложений, при которой еще существуют условия равновесия, но при переходе через которую начинается движение масс осадка вниз по склону, назовем критической толщиной осадков склона. Критическая толщина определяется по формуле:

$T = p \cdot z \cdot \sin \alpha$, где

T – предел прочности на сдвиг; p – плотность покрова; z – толщина покрова до поверхности соскальзывания.

Для снежных лавин предложен обобщенный показатель устойчивости: отношение суммы сил, удерживающих отложения на склоне, к сумме сил, сдвигающих их вниз по склону [Войтковский, 1980].

Далеко не всегда вся толща осадочных отложений имеет одинаковые физические свойства. Чаще всего выявляется неустойчивый слой или пласт, который играет роль смазки. Именно такими ослабленными слоями обычно обусловлено движение снежных осадочных масс вниз по склону.

Коэффициент устойчивости осадочного материала на склоне (по аналогии с коэффициентом устойчивости снега) может быть выражен отношением предела прочности на сдвиг на контакте к касательному напряжению. Касательное напряжение (Tk) определяется по аналогичной формуле

$Tk = p \cdot z \cdot \sin \alpha$.

Неустойчивый участок снега, льда, осадочных отложений отделяется в зоне концентрации напряжений растяжения по линии отрыва. Ширина линии отрыва для снега в горах в среднем в пять раз больше ширины снежного участка, переходящего в неустойчивое состояние.

На каждую частицу, находящуюся на склоне, действует сила тяжести P, которая направлена всегда вертикально вниз и пропорциональна массе частиц. По закону параллелограмма сил эту силу можно разделить на две составляющие, из которых одна (P_1) направлена вниз по склону, а другая (P_2) – перпендикулярно его поверхности (рис. 34). Первая сила стремится сместить частицы вниз по склону а вторая прижимает их к склону и определяет величину сопротивления трения. В зависимости от крутизны склона, так можно видеть из рис. 34, эти силы меняют свое соотношение: чем склон круче, тем больше величина силы, сбрасывающей частицу вниз по склону, и тем меньше действие силы, прижимающей частицу к склону. При вертикальном положении склона (вертикальный обрыв) величина силы, сталкивающей частицы вниз, и силы тяжести оказываются одинаковыми. Если склон выполаживается, то наступает момент, когда сила трения больше или равна силе, стремящейся сместить частицу вниз по склону. При дальнейшем выполаживании склона сила трения оказывается больше сталкивающей силы, и движение частиц вниз по склону не идет.

Если рассматривается не отдельная частица, а некоторый участок склона (см. рис. 34), то на наклонной поверхности сдвигу его вниз по склону под действием сдвигающей силы (S) препятствует удерживающая сила (T). Эта сила T складывается из веса тела (G) и силы, нормальной к поверхности склона (N). При увеличении наклона

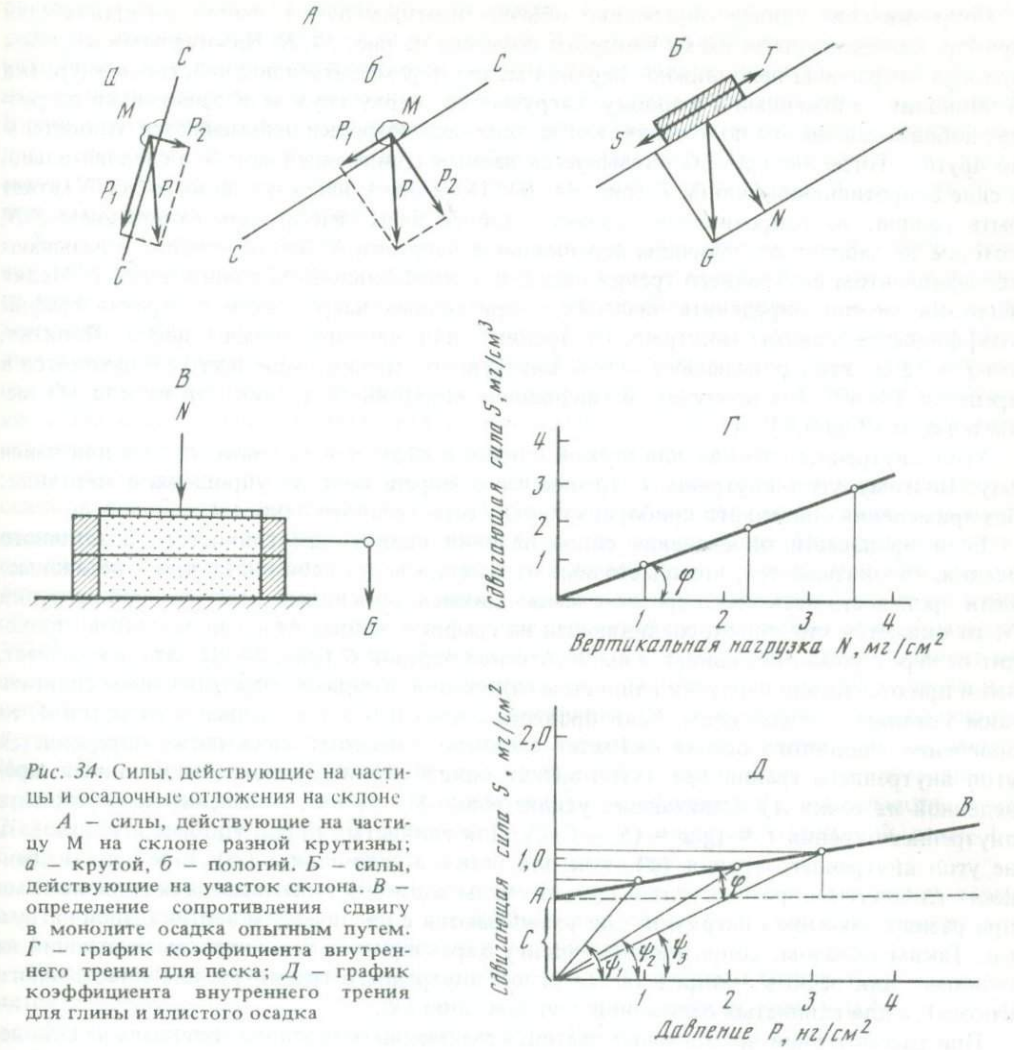


Рис. 34. Силы, действующие на частицы и осадочные отложения на склоне

А – силы, действующие на частицу М на склоне разной крутизны; *а* – крутой, *б* – пологий. *Б* – силы, действующие на участок склона. *В* – определение сопротивления сдвигу в монолите осадка опытным путем. *Г* – график коэффициента внутреннего трения для песка; *Д* – график коэффициента внутреннего трения для глины и илистого осадка

склона можно добиться такого положения, что $S = T$. Как известно $T = f \cdot N$, где f – коэффициент трения, равный T/N или S/N.

Силы, которые стремятся сдвинуть одну часть осадков склона относительно другой значительно сложнее, чем при таком схематическом изложении. Сопротивление осадков сдвигу меняется в широких пределах для разных типов осадков, а также при разных условиях их отложения. Могут быть выделены две группы пород: несвязные и связные.

В несвязных породах (пески, крупные алевриты) сопротивление сдвигу определяется сопротивлением трения на поверхности зерен и сопротивлением их перемещению (сопротивление структуры). Значительно более сложный и изменчивый характер имеют силы сопротивления сдвигу в связных, т.е. в пластичных (глинистых) породах [Приклонский, 1949]. Прежде всего, здесь действуют связующие частицы силы, имеющие коллоидную природу и определяющиеся, прежде всего, содержанием воды в осадке, а также его минеральным составом. Эти отложения обладают свойством тиксотропии – они теряют сцепление между частицами при механических воздействиях – разжижаются, а через некоторое время, после прекращения механических воздействий, вновь восстанавливают их (застывают).

Сопротивление сдвигу определяют обычно опытным путем, используя простейший прибор, принципиальная схема которого показана на рис. 34, *В*. Нижняя часть коробки прибора закреплена неподвижно. Верхняя может перемещаться под действием нагрузки *G*. Монолит, заложенный в коробку, нагружается сверху грузом *N*. Увеличивая нагрузку, добиваются такого положения, когда одна часть коробки перемещается относительно другой. Тогда вес груза *G* оказывается равным сдвигающей силе *S*, а следовательно, и силе сопротивления сдвигу *T* (рис. 34, *Б*). Поскольку нагрузка на коробку *N* может быть разной, то сопротивление сдвигу удобнее всего изображать отношением *S*/*N*, которое не зависит от величины вертикальной нагрузки *N*. Это отношение и называют коэффициентом внутреннего трения песка, или коэффициентом сдвига песка φ. Меняя нагрузки можно определить значения *S* при разных нагрузках и построить график коэффициента сдвига (внутреннего трения) для данного образца песка. Понятно, что $f = \operatorname{tg} \varphi$. Угол φ называют углом внутреннего трения, чаще всего он находится в пределах 30–40° (на воздухе). Коэффициент внутреннего трения для песков (f) меняется от 0,58 до 0,84.

Угол внутреннего трения для песков близок к углу естественного откоса или равен ему. Поэтому угол внутреннего трения часто определяют по упрощенной методике: без применения описанного прибора, а по углу естественного откоса.

Если произвести определение сопротивления сдвигу для глинистого пластичного осадка, то оказывается, что пластичные отложения ведут себя иначе, чем несвязные. Если произвести несколько срезов с меняющимися значениями вертикальной нагрузки *N*, то окажется что линия, соединяющая на графике данные отдельных опытов, проходит не через начало координат, а выше, отсекая отрезок *C* (рис. 34, Д). Это показывает, что и при отсутствии нагрузки глинистые отложения обладают сопротивлением сдвигающим усилиям – сцеплением. Если провести отсчет не от оси абсцисс, а от точки *A*, то поведение глинистого осадка окажется сходным с песком: здесь также определяется угол внутреннего трения (φ) (угол между линией *AB* и горизонтальной линией, проведенной из точки *A*). Сдвигающее усилие равно $S = fN + C$, а значение коэффициента внутреннего трения $f = \operatorname{tg} \varphi = (S - C)/N$. Для глинистых пород удобнее использовать не угол внутреннего трения (φ), как для песка, а угол сдвига (ψ). Еще одна особенность глинистых пород состоит в том, что углы сдвига ψ оказываются неодинаковыми при разных значениях нагрузки: они уменьшаются с увеличением вертикальной нагрузки. Таким образом, сопротивление сдвигу характеризует устойчивость отложений на склонах; для песков – определяется углом внутреннего трения (углом естественного откоса), а для глинистых отложений – углом сдвига ψ.

При рассмотрении не отдельных частиц, а скоплений осадочного материала на склоне, следует также иметь в виду, что при накоплении значительной толщи отложений, пропитанных водой, сила P_1 увеличивается, а сила трения уменьшается, в особенности при наличии нестойких пропластков, которые играют роль смазки. По этим пропласткам происходит сползание блока вниз по склону после накопления некоторой массы осадков, которую назовем критической. Для каждого конкретного участка склона для конкретных отложений существует своя критическая масса и потому каждый участок склона может генерировать оползни с определенными интервалами времени, действовать, подобно песочным часам. Устойчивость реальных осадочных масс на склоне зависит, кроме того, от течений, а также от сейсмичности участка. При смещениях на крутых склонах возникают обвалы, на пологих – оползни, грязекаменные потоки (подводные сели), зерновые потоки (или потоки разжижения), мутьевые потоки.

Для количественной оценки устойчивости склонов, сложенных разными осадочными отложениями, используют величину сопротивления сдвигу. Силам, которые стремятся вызвать смещение (сдвиг) одной части отложений на склоне по отношению к другой, сопротивляются силы, действующие в осадочной толще. Для песчаных пород эти силы включают сопротивление трения на поверхности зерен, а также сопротивление структуры, для глинистых – особое значение имеют связи между частицами, которые имеют водно-коллоидную природу. Сопротивление сдвигу в глинистых отложениях зависит

от характера и толщины диффузных оболочек, а также от направления приложенной силы по отношению к слоистости отложений. В глинистых отложениях ненарушенных, находящихся в первичном залегании, сопротивление сдвигу значительно выше, чем в нарушенных, например, в оползнях того же состава, что и ненарушенные отложения. В глинистых отложениях, обладающих тиксотропными свойствами, при их разжижении под действием механического встряхивания (землетрясения) сопротивление сдвигу может падать до нуля. Эти отложения поэтому могут растекаться и сползать даже при самых малых углах склона (меньше 1°).

Угол естественного откоса – предельно большой угол, при котором сыпучее тело еще находится в равновесии на склоне. Величина этого угла зависит от свойств рыхлого вещества, а также от его увлажненности. Чем больше содержание влаги, тем при меньших в общем углах сохраняются откосы. Для сохранения устойчивости естественных и искусственных склонов угол их откоса должен быть меньше угла естественного откоса для данной категории грунта. Устойчивость склонов при технических сооружениях повышают, создавая горизонтальные террасы – бермы. Устойчивость природных склонов также повышается при террасовидном расчленении склона.

На устойчивость подводных склонов влияет то, что в составе покрывающих их осадков преобладает свободная вода, которой больше, чем связанной. Влажность илов достигает 70–80%, а коэффициент пористости составляет единицы. Минеральные частицы сильно гидратированы, а связи между частицами, возникающие при каогуляции (структурные связи), сильно ослаблены. Прочность илов так мала, что разделение общего сопротивления на трение и сцепление считается нецелесообразным [Ломтадзе, 1970]. Угол естественного откоса близок к нулю. Сопротивление сдвигу зависит от скорости развития деформаций в отложениях склона. При приложении даже малых усилий осадки быстро переходят в текучее состояние, при этом пластическая прочность P_m измеряется сотыми и тысячными долями килограмма на квадратный сантиметр. Илы способны после механического воздействия восстанавливать свое состояние и прочность структурных связей (тиксотропия). Коэффициент сжимаемости илов 2–3 кг/см^2, а модуль общей деформации E_0 для глинистых отложений равен 1–5 кг/см^2, а для песчаных разностей достигает 10–25 кг/см^2.

Инженерно-геологические характеристики отложений подводных склонов показывают, что это образования с очень специфическими свойствами, которые быстро меняются при изменении состава отложений и условий среды.

Для глинистых отложений коэффициент и угол внутреннего трения (откоса) находятся в пределах 0,1–0,2 (от 5 до 10°) для мягкопластичных глин и 0,4–0,5 (от 20 до 25°) – для твердопластичных [Приклонский, 1949].

Все эти цифры даны для углов естественного откоса на воздухе, в водной среде угол естественного откоса меньше.

В общем угол внутреннего трения (естественного откоса) уменьшается с ростом дисперсности пород (от грубообломочных через пески–алевриты к пелитам) и ростом их влажности, соответственно падает и коэффициент внутреннего трения. Для глинистых отложений (в отличие от песков) важное значение имеет еще сцепление, которое является количественным показателем прочности отложений [Ломтадзе, 1970].

Илы современных водоемов по инженерно-геологическим классификациям относятся к отложениям предельно малой степени литификации. Для них характерны следующие показатели: влажность 70–80%, объемный вес скелета 0,6–0,8 г/см^3, пористость 75–80% и более. Свободная вода в них преобладает над связанной, и потому взаимодействие между частицами имеет тиксотропно-коагуляционный характер, они обладают свойством тиксотропии. Коэффициент сдвига $\operatorname{tg} \psi < 20$.

Более древние отложения дна и склонов относятся к породам малой литификации с естественной влажностью 30–40%, объемным весом скелета от 0,6–0,8 до 1,35–1,40 г/см^3, пористостью от 40–45 до 75–80%; имеют обычно скрыто-вязкотекучую или пластичную консистенцию. Водно-коллоидные пленки придают отложениям тиксотропно-коагуляционные свойства. Сопротивление сдвигу $\operatorname{tg} \psi < 0{,}20$.

Значительно реже встречаются на склонах породы средней степени литификации с влажностью до 12–14 до 25–30%. Эти породы содержат только связанную воду, имеют полутвердую консистенцию. Коэффициент сдвига в них tg ψ = 0,20 – 0,40 [Ломтадзе, 1970].

ОБВАЛЫ, ОПОЛЗНИ, СЕЛИ, СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ, КРИП

Обвалы, оползни – относят к склоновым процессам. Перемещение идет без четкой привязки к долинам в направлении наибольших уклонов склона. Фронт оползней и крупных обвалов (олистростром) бывает по протяженности океанского склона столь значительный, что материал движется вниз широким, нередко в десятки и даже сотни километров фронтом. Высокая вязкость не позволяет быстро собраться такому осадочному веществу в долины склона. Таким образом, чем ниже вязкость осадочных образований (табл. 4), тем более привязанными к руслу они оказываются, хотя и эта привязка имеет некоторый максимум (высокоплотные турбидиты), после которого вещество потока становится настолько легким, что свободно "выскакивает" из русел (низкоплотностные турбидиты). Поражают размеры крупных оползневых тел в океане. Уже отмечалось, что по фронту их длина может превышать 100 км, мощность до 500–600 м, а перемещение по вертикали 2–3 км, по горизонтали до 50–50000 км. Ширина океанского оползневого поля по нормали к склону достигает 100 км и более. На континентах нет быстрых перемещений осадочных масс столь колоссальных масштабов, напоминающих перемещения целых небольших государств.

Курум (поток каменный) – движение каменных глыб или щебня (коллювия), медленно сползающих по склонам гор под влиянием изменений под действием мороза, солифлюкции и силы тяжести. Обычно лишен растительного покрова. На потоке выявляются валы, ориентированные параллельно его краям. Очень часто под глыбами действует еще и водный поток. Неравномерное движение каменного материала вызывает появление каменных террас на склонах. Отдельные каменные потоки нередко соединяются в целые каменные реки.

Сель (по арабски означает "бурный поток") – внезапно возникающий в горах бурный паводок, несущий большое количество осадочного материала в виде грязи или камней.

Для возникновения селя необходимо сочетание трех условий: 1) значительное количество воды; 2) значительное количество осадочного материала; 3) значительные уклоны склонов [Флейшман, 1978; Мамедов, 1960].

Чаще всего сели возникают в засушливых горных районах, где под влиянием выветривания накапливаются громадные количества рыхлого осадочного материала. При прохождении редких ливней они смывают увлажненный, ставший очень подвижным материал, поток устремляется вниз по склону или по долине. Сходные явления возникают при интенсивном таянии ледников, когда вызывается паводок рек и ручьев, что приводит к увлажнению осадочного материала и появлению селевого потока. Там, где осадки часты, растительность закрепляет рыхлый материал, и сели не возникают или возникают редко. В отличие от речных потоков сели движутся не непрерывно, а отдельными импульсами, валами, что связано с заторами из камней, которые на время задерживают движение в русле и на его поворотах. Скорости селей обычно достигают 10–15 км/ч. Отдельные обломки камней могут весить до 10 т, содержание наносов в 1 м^3 нередко превышает 100 кг. При селе в Алма-Ате в 1921 г. объем вынесенного селем с гор твердого материала превышал 1,5 млн м^3, а его вес составлял 3 млн т. Продолжительность селей обычно не более 1–3 ч. Непосредственной причиной образования селей бывает обычно интенсивное таяние снега и льда в горах при жаркой погоде, а также длительные дожди, иногда прорывы озер или водохранилищ с выбросами больших масс воды. Локализуются сели в местах, где избыток воды сочетается с большими скоплениями рыхлого материала – осыпей, моренного материала, рыхлых отложений и др. Как и при оползнях, и обвалах, смещение рыхлого материала может быть

Таблица 4

Показатели сопротивления сдвигу песчаных пород средней плотности и глинистых пород (коэффициент пористости 0,71–0,8) [по Ломтадзе, 1970]

Отложения	Угол внутреннего трения, φ°	Коэффициент внутреннего трения, f	Сцепление (c), кг/см^3
Пески			
гравелистые	38–40	0,78–0,86	0,01–0,2
грубозернистые	36–38	0,73–0,78	0,01–0,2
крупнозернистые	34–36	0,70–0,73	0,01–0,1
среднезернистые	33–34	0,65–0,68	0,01–0,1
мелкозернистые	31–32	0,60–0,63	0,02–0,2
тонкозернистые	26–30	0,49–0,58	0,02–0,2
Глины с влажностью на пределе пластичности, %			
12,5–15,4	21	0,38*	0,07
15,5–18,4	20	0,36	0,19
18,5–22,4	19	0,34	0,34
22,5–26,4	18	0,33	0,82
26,5–30,4**	16	0,29	0,94

* Даны значения tg φ.

** Для коэффициента пористости 0,81–0,95 (коэффициент пористости (e) равен: $e = n/(1 - n)$, где n – отношение объема пор к объему породы).

инициировано землетрясением или вулканическим извержением, но обычно селевые потоки возникают и без сейсмических толчков.

В зависимости от масштабов явления селевые потоки могут быть зональными, региональными, локальными. В первый класс входят ливневые, снеговые и ледниковые (гляциальные) типы селей. Эти генетические типы селей подчинены в своем распространении широтной зональности и вертикальной поясности.

Региональные сели связаны с вулканами и землетрясениями, локальные возникают при прорыве озер или водохранилищ. Селевый поток представляет собой нисходящую волну перемещения. Поток насыщен твердым материалом и перемещается по твердому руслу. По структурно-реологическим особенностям выделяют *несвязные* (турбулентные) потоки, где вода находится в свободном состоянии. Тонкодисперсного глинистого вещества мало и масса селя представляет собой грубообломочный материал, перемешанный с водой, его плотность 1100–1600 кг/м^3. При отложении происходит частичная сортировка материала, а движение привязано к руслам и долинам. *В связном* (структурном) *потоке* свободной воды практически нет, есть глинистый раствор, который обладает вязкопластичными свойствами (что используется в глинистых растворах при бурении) и способен переносить крупные обломки каменного материала. Плотность тяжелого селя равняется 1600–2300 кг/м^3, при его отложении сортировки частиц по крупности не происходит. Подобный поток по законам движения приближается к ледникам, преодолевает небольшие поднятия, срезает повороты русла.

По составу среди селевых потоков выделяют водокаменные (несвязные), водоснежные и водоледяные, грязекаменные, грязевые. По масштабам потоки разделяют на малые – меньше 10 тыс. м^3, средние – 10–100 тыс. и крупные – более 100 тыс., нередко миллионы кубических метров, гигантские – более 10 млн м^3.

Селевые отложения – рыхлые обломочные породы. Обладают массивной (неслоистой) текстурой, отсутствием сортировки в связных (грязекаменных и грязевых потоках) и слабой сортировкой в несвязных (водокаменных) потоках. Водоснежные потоки после таяния льда дают тонкие слои грубообломочных отложений. Слагают конусы выноса, селевые гряды, селевые террасы.

У селей, как и у снежных лавин, удается выделить зоны питания (зарождения), транзита и аккумуляции. Они разделены по вертикали и тесно связаны между собой (вертикальная поясность системы селя).

Зона питания – селевый бассейн: обычно водосборы мелких горных рек и сухих долин, которые периодически заполняются водой. Площадь селевых бассейнов разная – от сотен и тысяч квадратных метров до 100–150 км^2. Средний уклон водотоков в бассейне 100–300%. В зоне зарождения выделяется специфический рельеф – остатки прежних селей, рытвины и врезы селей, участки обрушения масс рыхлого осадочного материала.

Зона транзита селя – в средней части склона – совпадает с долинами водотоков (постоянных или временных), также имеет характерные формы рельефа: остатки селевых террас, (селевых) гряд, участки коррозии, следы боковой эрозии русла потоками.

Зона аккумуляции селя – место, где скорость его затухает из-за выравнивания рельефа или из-за обезвоживания потока. Образует конус выноса селя. Разграничивают два морфологических типа селей: склоновый – русла располагаются по склонам долин и русловый, что идет по дну долин, захватывая уже отложившийся материал осыпей, обвалов, речной алювий и др. Русловые сели наиболее крупные.

По высотному положению разделяют высокогорные (выше 2,5 км), среднегорные (1–2,5 км) и низкогорные сели (меньше 1 км).

В местах постоянной деятельности селей (определяется сочетанием периодического поступления воды) и в месте скопления рыхлого осадочного материала возникают типичные формы эрозионного рельефа селя. В зоне питания долины имеют форму *У*-образного вреза, в зонах транзита и аккумуляции – речной профиль долины ящиковидный, нередко врез проходит через отложения старого селя.

Аккумулятивные формы селей также весьма специфичны. Характерно по ходу селя чередование участков размыва и отложения. Встречаются селевые гряды, протягивающиеся вдоль боковых границ потока, они состоят из грубообломочного материала. Селевые террасы формируются потоком на уровне его верхней поверхности. Обычно сохраняются лишь в виде фрагментов, мелких обрывков, сложенных селевыми отложениями. Встречаются также селевые заполнения каверн и пещер в склонах селевых долин ниже верхней части потока.

Грязекаменные потоки (сели подводные) обычно возникают из обвалов или оползней, когда осадочный материал разбавляется водой и приобретает подвижность. Перемещение грязекаменного потока вниз по склону зависит от пластичности основной его массы – матрикса и от трения между обломками. Так же как и для других гравититов, момент начала движения потока определяется тем, что превышается начальное напряжение сдвига. Из-за значительной вязкости матрикса обломки внутри грязекаменной массы поддерживаются наплаву благодаря силе сопротивления заполняющего вещества (глинистого), как это имеет место при использовании глинистых растворов (для выноса шлама при бурении). Такие потоки могут переносить крупные валуны и даже гигантские обломки скал и приходят в движение на очень пологих склонах при достаточном увлажнении и соответствующем составе заполняющего материала "смазки". В ряде случаев эта тонкая "паста" составляет всего несколько процентов потока по объему. Накопление глинистого материала часто идет на осыпях, которые постепенно покрываются наилком.

Содержание тонкого матрикса и воды в конечном счете оказывается достаточным для движения грязекаменного потока. Поскольку скорость движения грязекаменных потоков значительна, то при движении верхняя, наиболее тонкая их часть в океане (в отличие от субаэральных условий) переходит во взвесь. Поток поэтому постепенно теряет "смазку", все в большей степени обогащается грубым материалом и, наконец, останавливается. Та его часть, которая была взмучена, переходит в суспензионный (турбидный) поток при достаточных концентрациях суспензии, который уходит вниз по склону значительно дальше, чем грязекаменный. Таким образом, от верхней части

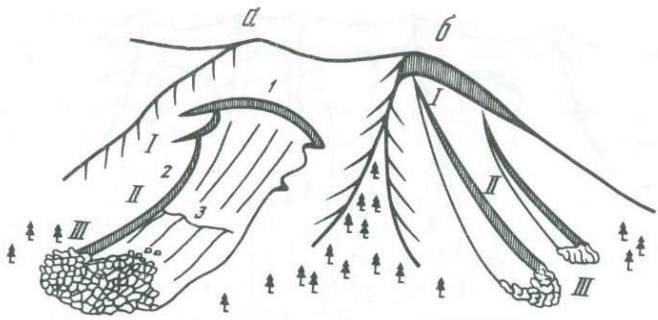


Рис. 35. Снежные лавины и лавиносборы на горных склонах

а – лавина от линии; *б* – лавина из точки: *I* – зона зарождения (питания) лавины; *II* – зона транзита лавины (транспортировки); *III* – зона отложения лавины (аккумуляции)

1 – линия или ступень отрыва лавины; *2* – боковые трещины или ступени; *3* – подпорная трещина или ступень

к нижней на океанских склонах можно прослеживать для конкретных участков склона последовательные ряды гравититов – от наиболее вязких и грубых (обвалы, оползни и грязекаменные) ко все более тонкозернистым и подвижным, уходящим дальше от склона.

Снежные лавины, снежные обвалы и снежные оползни образуются снежными массами на склонах. При своем движении обычно увлекают, кроме снега, осадочный материал склонов (каменный материал из осыпей и более тонкий рыхлый материал).

В отличие от оползней и селей в снежных лавинах вода находится в твердом состоянии в виде снега, однако осадочные отложения снежных лавин очень сходны с другими гравититами.

Плотность лавинного снежного материала около 0,5 т/м^3; объем низвергающейся снежной массы до 1 млн м^3. Сила удара – до 60–100 т/м^2. В местах, где снежный покров составляет больше 40–50 см на склонах крутизной больше 10°, лавины – обычное явление [Тушинский, 1949, 1953; Фляйг, 1960; Отуотер, 1972; Москалев, 1977].

Лавины – важный источник питания ледников в горах (ледники в этом случае аналог конусов выноса в океане). Особенно возрастает опасность схода лавин и выноса с ними осадочного вещества при выпадении снега в течение первых двух суток после снегопада (сухие лавины). Другие лавины образуются при возникновении водной смазки между снежной массой и породой во время оттепелей (мокрые лавы). Третьи – происходят при формировании глубинного инея, кристаллы которого не связаны между собой и который также служит "смазкой" для образования лавин.

По морфологии лавин выделяют: осовы – лавины движутся по склонам и не связаны с руслами; лотковые (или канализованные) – движутся по ложбинам; прыгающие – по склону и уступам продвигаются прыжками и свободно падающие – действующие на очень крутых обрывах. Лавины вносят много скальных обломков. "Вооруженная" обломками (абразивным материалом) лавина эродирует дно и склоны долины, создает на дне крупные аккумулятивные формы, которые нередко приписывают ледникам или водным потокам.

Тело лавины – это масса, движущаяся в области транзита из зоны зарождения (питания) лавины. Тело неканализованных снежных лавин и лавин из точки (рис. 35, 36) имеет форму вала, поперечное сечение которого значительно короче его длины. Вал при движении имеет серповидную форму, с выпуклой частью в сторону движения, крылья его по краям выполаживаются.

Тело неканализованной лавины из "снежной доски" в процессе движения сохраняет в тыловой части обломки "снежной доски", а в передней части – образует из них вал.

Канализованная лавина имеет форму, близкую к форме капли (сходна с бутылко-

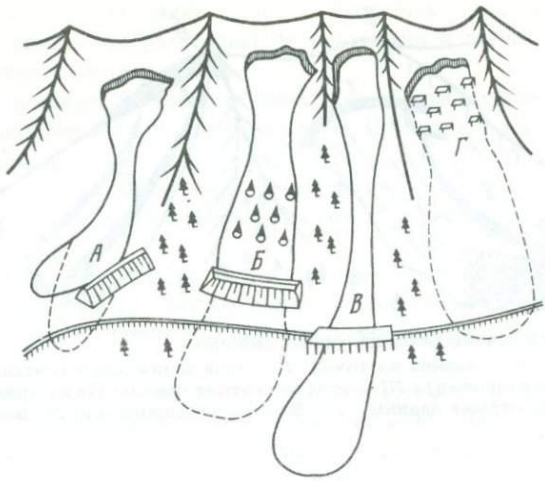


Рис. 36. Условия, препятствующие развитию снежных лавин по аналогии с подводными лавинами
А – искусственная дамба: соответствует подводному поднятию на пути лавины; *Б* – расчлененный рельеф, препятствующий движению лавины и дамба, отводящая осадочный материал в сторону. *В–Г* – задерживающие образования (или искусственные сооружения) в области зарождения лавины. Гребни разделяют соседние системы лавин

видными или каплевидными подводными оползнями). На ее поверхности наблюдают волны, а на поверхности тела пылевой лавины – выбросы снежной пыли. В канализованных лавинах длина в направлении движения значительно больше, чем ее ширина. По соотношению длины и ширины обвалы имеют большую ширину, чем длину, оползни – обычно наоборот. Переднюю часть называют фронтом лавины, он движется быстрее остальных ее частей. В концевой части поверхность лавины постепенно выполаживается – это шлейф лавины, где она постепенно теряет снег.

Законы движения снега в лавине не изучены. По наличию волн и каменных обломков можно предполагать интенсивное турбулентное перемешивание в теле лавины. Предполагается, что в передней части лавины образуется более плотное ядро, а плотность остановившегося снега иногда приближается к плотности льда. Высота фронта лавины меняется от нескольких метров до сотен метров.

Факторы лавинообразования разделяют на постоянные и временные. К числу постоянных относят высоту, крутизну и экспозицию склонов, их ориентацию по отношению к воздушным массам, характер расчлененности склона, шероховатость его поверхности.

К числу переменных факторов относят интенсивность и тип снегопада, дождь или ветер, их продолжительность и силу, температуру воздуха и ее изменения, солнечную радиацию, температуру снега и наличие в нем свободной воды, состояние старого снега, его общую толщину, наличие разрыхленных гор, корок на поверхности, форм микрорельефа поверхности, наличие карнизов, трещин.

Дальность выброса лавины – расстояние от точки отрыва (линии) до места остановки, измеренное по пути движения. Для подводного грязекаменного потока, оползней и турбидитов также может быть определена дальность выброса. Чаще всего измеряют не наклонное, а горизонтальное расстояние по карте. Линию, фиксирующую место остановки фронта, называют границей выброса лавины (граница выброса лавинного материала). Максимальную по дальности границу образует наиболее мощная из прошедших лавин. Для горных районов СССР типичная дальность выброса составляет 0,5–1,5 км. Максимальная дальность выброса лавин отмечена в Перу (лавина Уаскаран) – 16 км.

Движение снежной лавины идет со скоростью больше 1 м/с по поверхности горных пород, почвы или снега, которую называют поверхностью скольжения лавины. При

очень быстром движении на поверхности скольжения лавины происходит оплавление. На неровностях рельефа, уступах и перепадах лавина подбрасывается в воздух, на понижениях – стремится их заполнить.

Формы движения лавины разнообразны: качение отдельных окатышей из снега, снежные ковры, скользящее качение, сальтация – подпрыгивание с пролетом значительного расстояния по воздуху, движение в виде сплошной массы в соответствии с изгибами долины, сходное с движением жидкости. Имеет место и переход в пылеобразное состояние, при котором движение не соответствует неровностям рельефа. Обычно формы сочетаются при переходе из одних частей склона на другие в зависимости от скорости и соотношения твердого материала и воды. На склоне по вертикали скорости снежных лавин меняются от нарастающих в зоне подготовки до максимальных в зоне транзита до 40–50 м/с, а в отдельных случаях даже до 100 м/с, и падением до нуля в зоне аккумуляции.

При сходе снежной лавины возникают лавинные ветры, или лавинные вихри. Существует несколько гипотез возникновения вихрей. Чаще всего они сопровождают пылевые лавины – лавины, сопровождающиеся облаком снежной пыли. Быстрые пылевые лавины обычно сопровождаются ударной волной.

Наиболее распространены из классификаций лавин: генетическая В.Н. Аккуратова [1959], классификация К.С. Лосева и международная морфологическая классификация лавин.

По классификации В.Н. Аккуратова, выделяют два класса: сухие и мокрые лавины. В каждом из классов выделяются типы лавин. В первом классе: *1* – лавины из свежевыпавшего снега; *2* – из метелевого снега; *3* – лавины, возникающие в результате сублимационного диафтореза; *4* – лавины температурного сокращения снега. Наибольшей скоростью обладают лавины из свежевыпавшего снега, которые после остановки дают ровную поверхность. Лавины из метелевого снега дают неровную поверхность.

Класс мокрых лавин подразделяется на три этапа: *1* – лавины инсоляционные, которые возникают при ослаблении связей между частицами под влиянием солнечной радиации. Отложения представляют собой нагромождение окатанных комьев (процессы окомкования при оползнях, видимо, возникают при перемежении слоев разной плотности или при очень сильном сцеплении между частицами); *2* – адвекционные лавины – возникают при просачивании воды с поверхности; *3* – промежуточные лавины – образуются при ослаблении сил сцепления под одновременным воздействием солнечного нагрева и просачивании воды.

При достаточно больших объемах снежных лавин в момент их движения образуются боковые плоскости скольжения, которые разделяют (из-за разницы скоростей) центральные и боковые части.

Международная морфологическая классификация лавин рассматривает процессы их формирования, так же как в седиментологии рассматриваются стадии существования осадочного вещества: *1* – подготовка (зарождение лавин); *2* – транспортировка (транзит лавин); *3* – отложение (аккумуляция лавинного материала).

По типу начала движения выделяются лавины из точки или по линии отрыва. Различают лавины, движущиеся по твердой породе, и лавины, движущиеся по твердой или мягкой подстилающей поверхности (лед, снег и др.), – мягкая или твердая доска.

Во время транзита движение может проходить на ровном склоне (склоновая лавина, подобная склоновому смыву) и может идти в лотке-долине или ущелье. По типу движения выделяют сухие – пылевые лавины или мокрые с течением вдоль поверхности грунта (текучая лавина). По области аккумуляции удается выделить лавины с загрязнениями и скальными обломками, а также деревьями и кустарниками и без них.

Геоморфологические признаки лавин интересны для сопоставления их с геоморфологическими признаками подводных лавинных образований. Комплекс признаков включает области подготовки, транзита и аккумуляции. В зоне подготовки это обычно эрозионные формы, лавинообразные очаги и долины, корытообразные логи, по которым чаще всего сходят мокрые лавины. В зоне транзита – срыв рыхлых отложений и

осыпей, поваленные деревья и кустарники. В зоне аккумуляции – бугристая поверхность рельефа, лавинные бугры, ямы выбивания, завалы из крупных обломков и деревьев. Типичные для лавин эрозионные формы: кары, эрозионные врезы и борозды, а также плоские, нерасчлененные склоны достаточной крутизны, ямы выбивания – эллипсовидные углубления, вытянутые вдоль склонов (возникают от удара лавин в дно долины).

Аккумулятивные формы сложены осадочным материалом лавины: конусы выноса лавин, параллельные валы на дне долины из обломочного материала высотой 5–7 м. Эти образования возникают при движении по слабо наклоненному дну. Основные гряды – отложения, сложенные обломочным материалом, снесенным к подошве склонов осовами – локальными снежными оползнями на выровненной поверхности слаборасчлененного склона. Гряды не имеют четко выраженных эрозионных борозд или врезов. Лавинные бугры – асимметричные нагромождения высотой до 40 м, образованные выбросом лавиной речных отложений на противоположный берег реки.

Лавинный ландшафт склона выражен в рельефе, растительности, строении почвенных горизонтов, а также осадочных образований.

Коэффициент лавинной активности – отношение площади лавиноактивного склона к общей площади территории. Это важный количественный показатель лавинной опасности данной территории.

Лавинный очаг – это зона зарождения (подготовки) лавины. Несколько лавин могут иметь один очаг и разные зоны транзита – тогда такая система называется лавинным бассейном.

Вертикальная зональность лавинных потоков осадочного вещества на склонах выражается в скорости движения потока, в количестве и составе осадочных образований, в форме рельефа коренного ложа и эрозионных и аккумулятивных отложениях.

Геологическая деятельность снежников в горных районах может быть сопоставлена с геологической деятельностью подводных грязекаменных потоков, а еще ближе – турбидитов. Эта деятельность выражена достаточно четко, ею обусловлена морфоструктура склонов. Снежники участвуют в выработке корытообразных оврагов, балок, долин, кулуаров. На участках перегиба склонов может идти промежуточная аккумуляция лавинного материала (конусы выноса, скопления каменного материала деревьев и кустарников, сорванных со склонов). Образуются эрозионные, транспортирующие и аккумулятивные формы нивального рельефа. Чаще всего типично нивальные образования сочетаются с другими генетическими типами отложений склонов. Образуются крионивальные, флювио-нивальные, суффозионно-нивальные, коррозионно-нивальные отложения. В снежниковых нишах (нивальные кары) – углублениях в поверхности склона или циркообразных расширениях размером от первых десятков до сотен метров – развиваются процессы морозного выветривания. Здесь идет накопление снежного и каменного материала лавины.

Комплекс процессов денудации, связанный с влиянием снега, называют нивацией. Он связан с воздействием снежников на подстилающие горные породы, что приводит к образованию специфических форм рельефа и осадочных отложений. Характерным являются ряды форм от верхних частей склона к нижним: от областей питания через области транзита к областям аккумуляции. В областях питания могут быть отмечены все виды движения осадочного материала, скопившегося в седиментационных осадкосборных конусах, которые могут быть сопоставлены с нивальными карами для снежников.

Ниже по склону располагается область преимущественного транзита (часть материала задерживается на выположенных склонах и уступах). Области транзита выявляются по каньонам и долинам склонов, а также разнообразным более мелким логам, балками и др., которые, как притоки в реках, соединяются в крупные, нередко гигантские долины.

На третьем вертикальном уровне, у основания склона, где живая сила потоков гаснет, располагается область аккумуляции материала склона. Здесь резко преобладают

аккумулятивные формы – участки с холмистым рельефом (лавинные бугры), расчлененные долинами конусы и др. Таким образом, для этих форм характерна вертикальная зональность, а в региональном плане – четкие связи по вертикали. По подводным конусам выноса, которые наиболее значительны по площади, могут быть выявлены методом "попятного прослеживания" разнообразная система подводящих долин и область питания (осадкосбор) в верхних и средних частях склонов.

Если рассматривать эти пояса сверху вниз, то формы рельефа сменяются в определенной и прогнозируемой последовательности: 1) в области питания лавин – эрозионно-аккумулятивные; 2) в области транзита – эрозионные; 3) в области отложения – аккумулятивные. Таким образом, для конкретного склона могут быть определены связанные в единую цепь ходом процесса вертикальные комплексы форм рельефа и донных отложений (от областей питания вниз к областям аккумуляции). При рассмотрении процессов не только в пространстве (что сделано выше), но и во времени удается заметить: для процессов транспортировки на склонах в океане типична прерывистость, так же как для развития склоновых процессов на континентах (обвалы, оползни, сели, снежные лавины и др.). Для характеристики склоновых процессов, например селей, во времени используют гидрографы селей – графики, характеризующие изменение потока селя в створе наблюдений. Для гидрографа селей типично: 1) максимальные расходы в десятки раз превышают обычные для паводков; 2) время селя значительно короче, чем время паводка; 3) коэффициент асимметричности значительно больше, чем для паводков. Обычно график представляет собой пилообразную кривую с асимметричными пиками, характеризующими прохождение очередной волны селя. Редко эта волна бывает одиночной, чаще всего поступление селевого материала идет пульсациями, с высшим селевым уровнем, когда отметки возрастают от 3 до 10, а нередко и от 15 до 20 м. Для тяжелых селевых потоков характерна большая инерционность, поэтому при поворотах долины уровни на разных ее бортах оказываются разными.

Высший селевой уровень определяется по фрагментам террасообразных отложений на склонах, в особенности в углублениях и нишах склонов (реликты потока), а нередко и по следам коррозии в крутых бортах русла, а также по появлению в бортах участков полировки и штриховки. Эти же признаки прослеживаются в подводных каньонах. На суше о селях судят также по разрушению растительности, дернового покрова, коррозии пород бортов долины.

Гляциальный сель всегда сезонный, образование его связано с таянием ледников в селеопасный период (как правило, сходы в августе во второй половине дня). Поступление массы воды обычно связано с прорывом озера или воды из внутриледовых емкостей.

По составу, мощности, динамике селей выделяются.

Водокаменные и грязекаменные потоки, формирующиеся при прорыве талых вод и оползании моренных толщ. Объем 3–6 млн $м^3$, скорость 10–15 м/с, расходы вещества селя от 300–400 до 10 тыс. $м^3/с$.

Водоледяные потоки, образующиеся при срыве фирново-ледовых масс. Объем выноса – десятки миллионов кубических метров, после их схода образуются мореноподобные валы и аккумулятивные тела. Рельефообразующая деятельность селей связана с ударным воздействием боковой и донной эрозии (в океане особое значение имеет донная эрозия, связанная со значительным горным давлением в слое движущегося осадочного материала). Особенно увеличивается давление в потоке при встрече с преградами или на изгибах русла. Давление переднего фронта селевой волны достигает 10^5 $Н/м^2$ (H – высота, м). Сели в горах – грозное явление. Они сносят мосты и дамбы, железобетонные сооружения, железнодорожные насыпи, мачты линий высокого напряжения, дома и целые поселки.

Крип – ползучесть, медленное нарастание во времени пластической деформации при неизменном напряженном состоянии, часто меньше разрушающего [Ломтадзе, 1970]. Крип – это элемент более сложных процессов склоновой денудации, прежде всего солифлюкации. Представляет собой медленное смещение осадочного вещества вниз по

склону. Движение вызывается периодическими изменениями объема грунтовой массы, которые связаны с изменениями температуры, попеременными промерзанием или оттаиванием, набуханием и усадкой при высыхании–увлажнении. Явление крипа отмечается также на подводных склонах для песчаных и более грубых отложений.

УСЛОВИЯ СРЕДЫ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛОНАХ В ОКЕАНЕ

Выше рассматривались физико-механические свойства осадочных отложений, а также особенности развития рельефа склонов. Процессы подготовки, транспортировки и отложения осадочного вещества на континентальных склонах идут в условиях сложной и быстро меняющейся океанологической обстановки.

Континентальные склоны для водных масс океана – это огромные препятствия, экраны высотой до 4 км, которые влияют на океанологическую обстановку так же, как горные хребты на континентах влияют на климат. Вертикальная протяженность склонов такова, что верхние их части оказываются в наиболее напряженных и меняющихся динамических условиях вод поверхностного слоя, а средние и нижние – в условиях промежуточных, глубинных и придонных вод. Толща вод океана, находящаяся в непрерывном движении, как бы упирается в своем движении в эту естественную преграду – континентальный склон.

Понятно поэтому, что на всех вертикальных уровнях склон оказывается как бы усилителем динамических процессов в океане: именно здесь огромные водные массы океана, встречаясь с препятствием, должны снижать свою скорость до нулевых значений, трансформироваться в системы вертикальных и горизонтальных (вдольсклоновых) течений.

Многие черты океанологической обстановки в области склонов еще требуют своего изучения. Однако общим для континентальных склонов можно считать возникновение сильной вертикальной составляющей движений вод, которая приводит к появлению "апвеллинга" – подъему глубинных вод, богатых биогенами, в область фотосинтеза. Это приводит к повышению первичной продукции, появлению в открытом океане полос, богатых планктоном и рыбой, биогенной взвесью. Полосы эти протягиваются параллельно склону, своим происхождением обязаны экранному эффекту склона.

Эти апвеллинги могут быть разными в разных регионах, они в одних случаях круглогодичные, в других – сезонные.

Экранный эффект поднятий проявляется и в областях склонов подводных хребтов, океанских островов и отдельных подводных гор. Это явление используется в настоящее время в рыболовстве. Однако значение его шире, оно приводит к дополнительному поступлению в области лавинной седиментации значительных количеств биогенного материала, и что особенно важно органического углерода. Это должно приводить к возникновению условий, благоприятных для образования нефти и газа, что подтверждается первыми результатами бурения.

Океанологическими исследованиями последнего десятилетия была установлена значительная изменчивость динамического (поле течений) и термодинамического (поля температуры и солености) состояния вод океана от поверхности, где эти колебания параметров особенно велики, до максимальных глубин. Она связана с изменчивостью атмосферы, поскольку практически все движения вод океана создаются атмосферными явлениями (исключение – локальные течения в устьях рек, а также цунами).

Колебания во времени океанологических полей, т.е. изменения скорости и направления течений, солености, температуры, распределения биогенных и других элементов в морской воде, уровня, волнений, ледового покрова, связаны с многообразными процессами в атмосфере и океане. По длительности действия их разделяют на семь групп [Монин и др., 1974]. К очень быстрым (с геологической точки зрения), но важным относятся мелкомасштабные (длительностью от долей секунды до десятков минут) и мезомасштабные колебания (от часов до суток). В донных осадках запечатлеваются явления обычно большей длительности – синоптические (от нескольких суток до меся-

цев), сезонные (годовой период), межгодичные, внутривековые (десятки лет), и особенно междувековые (сотни лет и больше).

К мелкомасштабным явлениям относят ветровые волны, турбулентность. Внутренние волны, имеющие особенно большое значение для процессов на склоне, находятся на границе мелкомасштабных и мезомасштабных явлений. К мезомасштабным относят приливные колебания уровня и связанные с приливами течения.

Основной вклад в изменчивость в океане, особенно в областях склона, вносит синоптическая изменчивость с продолжительностью от нескольких до десятков суток; горизонтальные масштабы колебаний при этом составляют 50–100 км, а колебания скоростей течений – около 10 см/с.

Как и волны на поверхности, внутренние волны в океане относятся к явлениям повсеместным. Динамическое воздействие поверхностных волн на донные отложения более всего проявляется в верхних частях шельфа, где происходит взаимодействие волна–дно. Для внутренних же волн область наиболее сильного взаимодействия вода–дно относится к материковому склону.

Амплитуда и период колебаний внутренних волн бывают намного больше, чем поверхностных. Например, в Гибралтарском проливе наблюдалась внутренняя волна с амплитудой около 100 м и полусуточным периодом. Имеется несколько механизмов генерации этих волн. Они связаны с приливообразующими силами, когда над неровностями дна образуются так называемые волны за препятствиями (стоячие или бегущие) [Монин и др., 1974] и могут возбуждаться изменениями атмосферного давления, ветровым давлением на поверхности, а также совместными воздействиями нескольких механизмов.

Существенно отметить, что поднятия на дне при их обтекании водами генерируют внутренние волны определенных параметров, являясь их генераторами волн определенных размеров. Имеет место как бы обратная связь: обычно динамические воздействия определяют распределение и состав отложений, некоторые детали рельефа дна, а в этом случае рельеф дна определяет в значительной мере динамику придонного слоя. Воздействие внутренних волн на осадок должно отмечаться по периферии от поднятий, причем в основном в направлении распространения волн и в соответствии с их конкретными показателями (длина и др.). Об этой взаимосвязи можно говорить пока, к сожалению, только теоретически.

Все виды внутренних волн на склоне разрушаются, производя на него динамическое воздействие. В сочетании с постоянными и периодическими течениями они могут создавать здесь условия сильнейших глубинных бурь и штормов, что косвенно подтверждается облаками взвеси, возникающими над некоторыми участками склона [Лисицын, 1974]. Эти условия штормов и вихрей, глубоководных бурь приводят к нарушению устойчивости рыхлых отложений склона, вызывают их гравитационные перемещения. Условия океанской среды на континентальном склоне, таким образом, во многом исключительно своеобразные.

Для водной толщи океанов – гидросферы, так же как и для атмосферы, за последние годы стали все более широко применять предложенные А.С. Мониным понятия погоды и климата. Учитываются изменения как статические показатели (температура и физические свойства водных масс по аналогии с температурой и физическими свойствами воздушных масс), так и динамические – скорости и направления течений, их повторяемости по аналогии со скоростями и направлениями ветров в атмосфере. Более того, было установлено, что в глубинах вод океана, как и в атмосфере, существуют циклонические и антициклонические системы, сменяющие одна другую во времени. В ряде случаев отмечаются сильнейшие возмущения толщи вод океана в связи с прохождением тропических циклонов. Процессы в гидросфере и процессы в атмосфере сходны, разница определяется главным образом вязкостью и некоторыми другими свойствами среды. Выясняется важная роль для динамики глубинных вод внутренних волн, распространенных в океане, но их отражение в осадочном процессе во многом пока не ясно.

Области лавинной седиментации второго глобального уровня (у основания склона) имеют специфические условия среды, которые не встречаются в других осадочных бассейнах: 1) существование здесь особых контурных течений; 2) наличие значительных постоянных возмущений водной толщи, связанных с экранным эффектом гигантских масштабов, и 3) сильных периодических возмущений, вызываемых периодическим сходом лавин, обвалов подводных селей, зерновых потоков и турбидитных потоков. Эти явления также порождают внутренние волны, действующие на значительных расстояниях.

Контурные течения, о которых коротко говорилось выше, это как бы вторичные реки на дне океана, своим происхождением связанные с перемещением придонных холодных тяжелых вод. Придонные тяжелые воды, как было установлено, формируются в высоких широтах Арктики и Антарктики и являются частью глобальной системы перераспределения тепла на Земле. Переохлажденные воды опускаются на дно и далее движутся в общем направлении к экватору. Скорость их движения невелика, но в проходах между поднятиями, в теснинах дна скорости резко повышаются, достигая скоростей, достаточных для уноса материала, поступающего сверху. Это приводит к развитию обширных областей неосаждения (нулевая седиментация) материала и даже к размыву отложений на дне и образованию областей эрозии.

Важной особенностью этих придонных течений является то, что в западных частях океанов силой Кориолиса они прижимаются к основанию континентального склона, что ведет к увеличению скорости течения и определяет его направление: вдоль основания склона от полюсов к экватору. Эти течения, поскольку они регулируются плотностью воды, обычно четко следуют по изобатам рельефа дна, как тяжелые жидкости, выдерживают постоянный глобальный уровень и потому называются контурными.

Контурные течения захватывают часть материала со склона и уносят его, образуя при этом гигантские косы на дне – подводные осадочные хребты. Эти хребты имеют крупные размеры – сотни километров в длину, мощность их осадков исчисляется от 2 до 3 км. Дальность переноса осадочного материала контурными течениями огромна – до 3000 км.

Таким образом, в области лавинной седиментации второго уровня существует своя система горизонтальных перемещений. Эта область питает еще одну, самую нижнюю осадочную систему: системы контурных течений и связанных с ними особых отложений – контуритов. Если главное направление перемещений осадочного вещества для первого и второго уровней лавинной седиментации было центростремительным, т.е. направлено к центру бассейна от его периферии (в сторону господствующих уклонов рельефа), то главное направление переноса осадочного вещества контуритами – перпендикулярное к характерному для областей лавинной седиментации, т.е. по касательной к склону, а именно по периметру океанских и морских впадин. Понятно, что важное значение для самого возникновения и этой системы контурных течений имеет рельеф дна, которым определяется сама возможность проникновения глубинных тяжелых вод из глобального резервуара в данный район склона или в данный водоем. В ряде случаев такое поступление невозможно, поскольку существуют перемычки и проходы, и открывание этих "ворот" регулируется тектоникой.

Дальность проникновения контурных течений от высоких широт в сторону экватора огромна: антарктические придонные воды достигают экватора и даже уходят далеко в северное полушарие, т.е. это система глобальных масштабов.

Ослабление или усиление контурных течений, кроме региональных причин, определяется также и причинами глобальными: повышением или понижением температуры в "холодильниках" Земли. Понижение температуры вызывает усиление поставки холодных вод, повышение их плотности, т.е. ведет к увеличению активности контурных течений, которые при повышении температуры ослабляют активность. Таким образом, контурные течения и отложения, с ними связанные – контуриты, это глобальный динамический термометр, записи которого ведутся в осадочном покрове океана на протяжении миллионов лет.

Из сказанного ясно также, что при глобальных понижениях температуры из объема осадочной массы областей лавинной седиментации второго уровня изымается (рассеивается и перемещается контурными течениями) больше осадочного вещества, чем при повышении температуры.

Эта система действовала не вечно в истории Земли. Она связана с развитием позднекайнозойского оледенения и периодически возникала в прошлом при континентальных палеозойских и более ранних оледенениях и связанных с ними выхолаживаниях вод. Выхолаживание вод и связанные с ним процессы перемещения осадочного вещества – это явление океанского перигляциала, оно возникает при континентальных и связанных с ними морских оледенениях, отвечает значительным понижениям температуры.

В теплые эпохи, когда крупные ледниковые щиты отсутствовали, придонная циркуляция резко ослаблялась. Об этом свидетельствуют широко развитые в кернах глубоководного бурения в мезозое и раннем кайнозое стагнированные отложения. Это эпохи теплого океана, которые сменялись эпохами холодного океана, подобными позднекайнозойскому оледенению [Лисицын, 1974]. В эпохи теплого океана стагнация также не была повсеместной: вентиляция придонных слоев океана осуществлялась за счет движения тяжелых соленых вод из аридных зон. Эта система соленостной вентиляции существует и сейчас, но она много слабее, и сомнительно, чтобы она смогла вызывать контурные течения и создавать контуриты. Таким образом, существующая картина перераспределения осадочного материала в нижних частях склона не вечная, она то возникает, то исчезает, меняя интенсивность во времени в зависимости от условий своеобразной среды существующей на континентальном склоне. Осадки фиксируют эти условия.

Контурные течения и связанные с ними контуриты как бы отчеркивают области господства гравититов от областей нормальной океанской седиментации – области развития суспенситов, являются переходными образованиями.

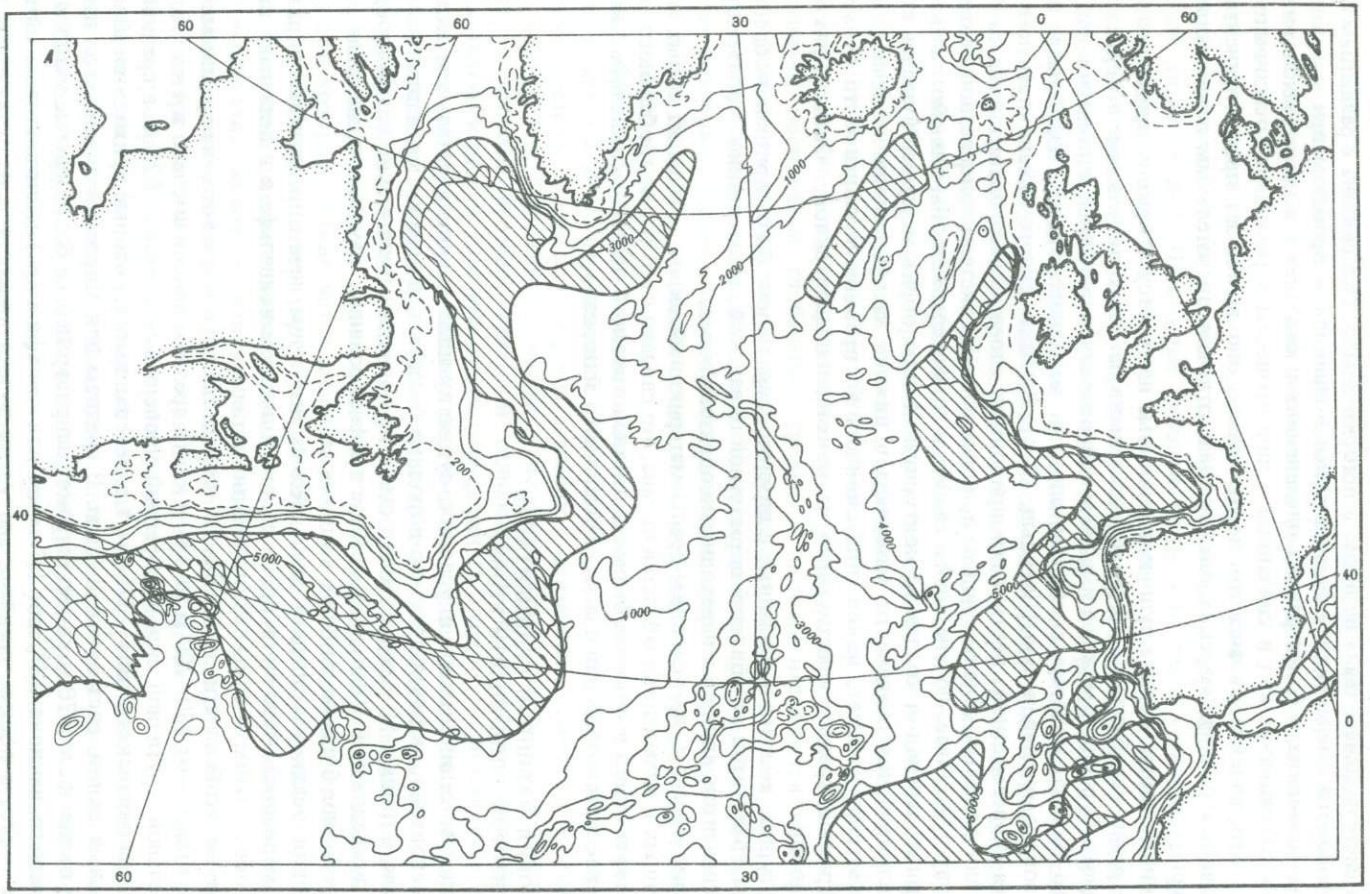
Таким образом, по условиям среды материковый склон – одна из самых сложно устроенных и изменчивых областей океана, что связано с его ролью глобального экрана. Существуют здесь и иные особенности океанологической обстановки, которые находят отражение в распределении и составе осадочного материала.

УСЛОВИЯ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ВТОРОМ ГЛОБАЛЬНОМ УРОВНЕ

Процессы седиментации и условия, существующие на континентальном склоне и у его основания, включая осадочно-породные бассейны, долгое время оставались неизученными, и лишь в 50-е годы нашего столетия возникли технические возможности для таких исследований (например, сейсмопрофилирование, научные подводные лодки, глубоководное бурение, длинные колонки и др.).

Условия осадконакопления здесь весьма необычны, чем определяется и различие закономерностей осадочного процесса, они иные, чем на шельфе и в пелагиали океана, т.е. по обе стороны от зоны лавинной седиментации.

Главные особенности этой области определяются прежде всего огромными перепадами высот – от 130–200 м до 3,5–4 км (в среднем приблизительно в 4 км), а также значительной крутизной склона. Средний уровень континентов +875 м, а средний уровень коры океанского типа –3754 м, т.е. перепад высот, который приходится на континентальный склон, составляет 3–5 км. В среднем для Мирового океана угол наклона склона около 4°, или 70 м/км, но широко распространены и более крутые участки (против среднего наклона 0,1°, или 1,7 м/км для шельфа мира). Континентальный склон океана – это, в общем, сравнительно узкая полоса шириной, как правило, от 20 до 100 км, которая играет особое значение в океане. Это круто наклоненный естественный экран, на котором не могут задерживаться сколько-нибудь значительные количества осадков, своеобразный трамплин, на который сбрасываются с шельфа и разгоня-


A
60
60
30
0
60
40
40
0
60
30
200
1000
2000
3000
4000
5000
1000
3000
4000
5000
5000

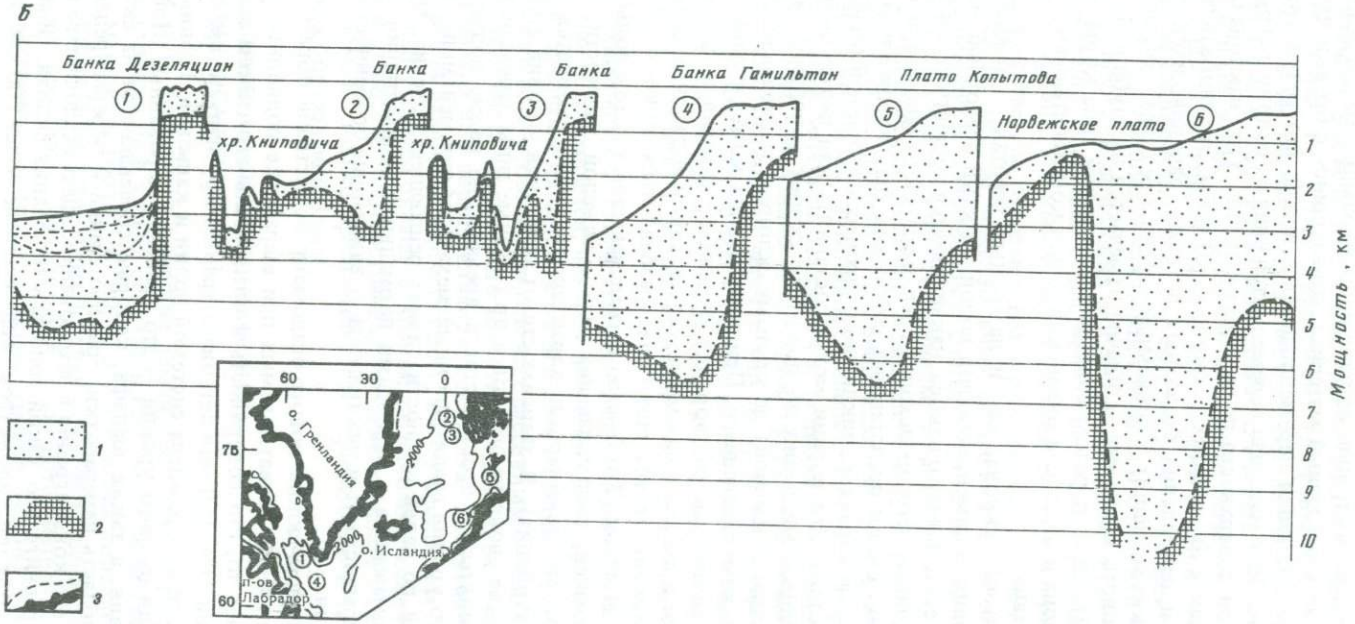


Рис. 37. Важнейшие области распространения (заштрихованные участки): отложений второго глобального уровня – гравититов в северной части Атлантического океана (*А*) и разрезы *Б* (*1–6*) через характерные осадочно-породные бассейны второго глобального уровня (основание континентального склона). Положение разрезов показано на врезке

1 – осадочные отложения; *2* – породы фундамента; *3* – подошва толщи осадочных пород

ются до больших скоростей на крутом склоне массы рыхлых осадков. Вместе с шельфом континентальный склон является областью подготовки глубоководного осадочного материала, его распределения по системе каналов, долин и каньонов. Это как бы склон гигантского обрыва, опоясывающего по периферии весь океан, на края которого с континента и с шельфа постоянно поставляются огромные массы осадков. Под действием силы тяжести весь осадочный материал, сорвавшийся с бровки шельфа или с верхних частей по мере движения перемешивается с водой, что резко увеличивает его подвижность на склоне. Этот материал перемещается вниз по склону и сгруживается к его основанию — пологой поверхности по периферии океана. Угол наклона основания склона почти такой же, как и на шельфах, — около 1—10 м/км. Это глобальная область торможения, остановки и накопления осадочных потоков, зародившихся на склоне (глобальная область их аккумуляции). Глобальный перелом рельефа — область основания склона или материкового подножия — обычно отмечается на глубине 3—4 км (он скрыт осадочной толщей). Этот перелом совпадает со сменой типа коры: континентальной — для всего склона и шельфа и океанской — для континентального подножия и прилегающих частей океана.

Крутизна континентального склона, как и на горных хребтах, — важнейший фактор, определяющий условия седиментации под водой. Рыхлый осадочный материал на склонах, близких к углу естественного откоса, накапливается до достижения определенной критической массы, после чего происходят срыв осадочного блока и его лавинное движение вниз по склону. Склон представляет собой как бы "порционный аппарат", определяющий прерывистый характер, цикличность процесса в главной области накопления — у основания склона. Эти порции могут составлять или целые блоки осадочного вещества, смещающиеся медленно по пологому склону (оползни), или движущиеся с большой скоростью (лавинной) по крутому склону и разбивающиеся при этом на более мелкие блоки и взмучивающиеся. При взмучивании может возникать плотная суспензия (напоминает глинистый раствор для бурения), которая поддерживает "на плаву" крупные обломки и сходна с наземным селем. Такой подводный селевой поток при своем быстром движении может еще более разбавляться водой и превращаться при этом в суспензионный поток. Это быстро перемещающийся поток воды, утяжеленный минеральной суспензией, напоминающий поток тяжелой жидкости, постепенно разбавляется настолько, что ламинарный характер движения сменяется турбулентным (отсюда название турбидит). В зависимости от сочетания условий (длительность разгона потока, физические свойства осадков и др.) разные типы перемещений осадочного вещества могут меняться в пространстве и времени, но важно подчеркнуть, что для второго глобального уровня гравитационный механизм седиментации (пульсирующий или порциональный по своей сущности) имеет решающее значение, хотя он идет одновременно или перемежается с периодами нормальной седиментации "частица за частицей". Поэтому прерывистость и цикличность — важнейшие особенности осадочных образований этого уровня.

Итак, на континентальном склоне нового осадочного вещества не образуется (кроме незначительных его количеств, захватываемых при выработке подводных каньонов и долин). В этом убеждает то, что поверхность континентального склона сохраняется в ряде мест на протяжении 100—150 млн лет, она сохраняет крутизну, не срезана и не разрушена значительно, хотя изборождена системой долин и каньонов. Главный источник осадочного вещества для второго уровня — это трансформированные отложения первого глобального уровня, а также шельфа, которые сбрасываются на склон. Склон, таким образом, есть область переработки, трансформации и перераспределения этого осадочного вещества и его концентрации и захоронения. Здесь осадочное вещество сгруживается в пределах сравнительно узкой полосы у основания склона. Обычно ширина этой полосы в несколько сотен километров, чаще всего не более 500 км. Здесь образуются "осадочные карманы" — мощные толщи (до 8—15 км и более), толщи глубоководных осадков, окаймляющие подножия континентов (рис. 37).

Из сказанного ясно, что отложения второго глобального уровня, возникающие за

счет трансформации осадочного вещества первого глобального уровня, должны сохранять и главные особенности (количественные и качественные), присущие этим исходным отложениям.

Понятно также, что наибольшие количества осадочного материала должны накапливаться в единицу времени на втором уровне близ мест наибольших его концентраций на первом уровне, т.е. устьев крупнейших (и древнейших по возрасту) рек, в гумидных зонах с наибольшим поступлением терригенного и биогенного осадочного вещества. Минимальные количества вещества и, следовательно, минимальные толщи возникают в аридных зонах с дефицитом осадочного материала, а также там, где система подачи материала на первый уровень молода. Это правило пространственной локализации лавинной седиментации 1 и 2-го уровней требует корректировки на движение литосферных плит и впаянных в них континентов на протяжении времени, когда их положение относительно климатических зон могло существенно отличаться от современного. Данное замечание особенно существенно, поскольку именно в отложениях второго глобального уровня мы имеем наиболее древние из известных океанских осадков — их возраст достигает, по современным определениям, 150 млн лет.

Не только по местам максимальных скоплений, но и по физическим свойствам, по минеральному и химическому составу отложения второго глобального уровня также отвечают материнским отложениям первого уровня. Для них типична обычно высокая обводненность, высокие содержания органического вещества, что влечет за собой развитие как процессов диагенетического перераспределения элементов, так и своеобразного комплекса аутигенных минералов, особого состава иловых вод. Если бы тот же осадочный материал осаждался к подножию материков не путем горизонтальной седиментации (оползнями и потоками густых суспензий, т.е. гравититами), а путем нормального осаждения через толщу вод, то органическое вещество почти полностью сгорело бы в толще вод и все связанные с ним особенности лавинных осадков отсутствовали бы. Гравититы, таким образом, переносят осадочное вещество мелководья (первого уровня) в условия больших глубин океана (отложения второго условия).

Состав обломочных и глинистых минералов-индикаторов в отложениях первого и второго уровней сохраняется, что дает возможность установить их генетическую связь.

Еще одно замечание касается тектонической позиции области лавинной седиментации второго глобального уровня. Она отвечает пассивным окраинам океанов, чем определяется и направленность дальнейшего развития осадочных отложений. Они не уходят далее в глубины мантии и не переплавляются, как отложения активных окраин (третьего глобального уровня лавинной седиментации), а в процессах горообразования оказываются поднятыми над уровнем океана, сохраняются в геологических разрезах суши, представляют собой наиболее распространенную разновидность осадочных отложений. Это, таким образом, не только чрезвычайно специфичное, но и наиболее распространенное из осадочных образований Земли.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ

Главная часть осадочного вещества Земли, как можно утверждать по новейшим данным, сосредоточена не в устьях рек, где в настоящее время осаждается основная часть осадочного материала (более 70–90%), а у основания континентального склона. Таким образом, современный этап распределения осадочного вещества на Земле существенно отличается от прошлого. Локализация осадочного материала на современном этапе высокого (межледникового) положения уровня океана весьма существенно отличается от распределения при низких уровнях (в период оледенения и в доледниковое время). При высоком (современном и даже более высоком в геологическом прошлом) уровне океана главная часть осадочного вещества сгружается в устьях рек и только менее 10% от его общего количества проникает на континентальный склон и в пела-

гиаль. При понижении уровня базис эрозии резко снижается – на десятки и первые сотни метров – и происходит сброс рыхлого осадочного вещества, накопленного на первом уровне лавинной седиментации, в основном на второй уровень (батиаль), а также частично и в пелагиаль. Пути перемещения огромных масс осадочного вещества при этом сбросе проходят не в толще вод и тем более не на поверхности, а в придонном слое, практически вне воздействия течений, в генеральном направлении наибольших понижений дна, т.е. центростремительно. У основания континентального склона, где он постепенно переходит в абиссальные равнины, происходит потеря живой силы этих потоков осадочного вещества, их аккумуляция. Само возникновение потоков, запас их живой силы в них, связан с существованием планетарного уступа – континентального склона, которым земная кора континентального типа отделяется от океанской. Колоссальные скопления осадочного вещества, таким образом, маркируют положение этой границы и сейчас, и в геологическом прошлом, а возникновение связано с наличием крупнейшей глобальной тектонической структуры.

Как уже отмечалось выше, в механике осадочных процессов и на склонах на суше, и в океанах имеется много общего, однако в масштабах этих процессов существует огромная разница. На суше нет таких огромных по протяженности и высоте, крутизне и длительности существования склонов, т.е. нет сопоставимых по масштабам условий для развития процессов гравитационного перемещения осадочного вещества. Другое отличие связано с большей плотностью воды сравнительно с воздухом. Если в развитии блочных систем перемещения осадочного вещества (обвалы, оползни) существует много общего, то при нарушении целостности блоков, их взмучивании в водной среде возникают очень важные способы гравитационного перемещения осадочного вещества, разбавленного в разной степени водой. При малом разбавлении и высокой плотности суспензии движение в них ламинарное, а при значительном разбавлении – турбулентное, чем обеспечивается значительная дальность распространения вещества.

Подножие континентального склона (этой гигантской "фабрики" гравититов) занимает 4,9% от поверхности Земли. Площадь склона, являющегося областью подготовки (подводные осадкосборные бассейны) и транспортировки осадочного материала (с 1 на 2-й уровни), составляет 28,6 млн км^2, что немногим больше, чем область главного накопления (аккумуляции) у подножия, которая равняется 25 млн км^2.

Скорости седиментации здесь имеют лавинные значения (сотни единиц Бубнова). Велики также и мощности осадочных тел (до пород ложа). Эта область высоких скоростей и мощностей опоясывает океаны и моря у основания склонов. Такие же пояса лавинной седиментации второго уровня возникают и у основания подводных цоколей островов, подводных хребтов и поднятий, т.е. там, где условия седиментации напоминают условия у основания материкового склона.

Разные части континентального склона океанов и морей имеют неодинаковый возраст, т.е. система склон–осадочное тело действует разное время. Максимальный возраст в настоящее время устанавливается тектоникой литосферных плит, наземной и океанской геологией в 150 млн лет, минимальный – может быть несколько миллионов лет, а в отдельных водоемах (Средиземное и Черное моря) – еще меньше.

Области лавинной седиментации второго глобального уровня – это наиболее характерные отложения окраин океанов пассивного типа, так как на активных окраинах осадочные тела почти не сохраняются. Тектонической позицией этого типа седиментации (связь с пассивными окраинами) определяется то, что наибольшее распространение крупные осадочные образования имеют на дне Атлантического и Индийского океанов (кроме части, прилежащей к Индонезии). Тихий же океан окружен активными окраинами, и только у берегов Антарктиды развиты пассивные окраины. Главная часть осадочного вещества поэтому сосредоточена не в самом крупном из океанов – Тихом, а в Атлантическом и Индийском. Масштабы и локализация скопления вещества на втором уровне, таким образом, во многом определяются положениями тектоники литосферных плит.

Рассмотрим наиболее характерные осадочные тела второго уровня лавинной седи-

ментации, которые к настоящему времени удалось изучить на дне океанов и морей, разделяя их на осадочные тела пассивных окраин океанов, "малых океанов" – морей с корой океанского или близкого к океанскому типу, а также краевых морей.

ПАССИВНЫЕ ОКРАИНЫ ОКЕАНА

Наиболее надежные данные (геофизические, глубоководное бурение, исследования с подводных аппаратов) имеются для Атлантического океана, в особенности для его северной части.

Области лавинной седиментации с широким распространением гравититов опоясывают основание континентального склона северной части океана (см. рис. 37). Из разрезов видно, что в ряде мест мощность осадочного тела составляет здесь 8–10 км, а в отдельных местах достигает 15 км. Мы уже имели возможность видеть (см. гл. II), что такие значения мощностей встречаются в подводных конусах выноса Амазонки, Инда, Ганга и Брахмапутры и ряда других крупных рек.

Гигантским рекам обычно соответствуют на втором глобальном уровне гигантские подводные конусы выноса у основания склона – фены. Их возраст нередко определяется в десятки и даже сотни миллионов лет. В одних случаях подводные конусы выноса продолжают дельты (Бенгальский конус выноса), в других – дельты развиты слабо, и главная часть осадочного материала осаждается в конусе выноса (р. Амазонка и др.). Рек-гигантов и на современном этапе и в геологическом прошлом сравнительно мало. Так, современных рек с твердым стоком более 100 млн т насчитывается всего 12. Но именно они поставляют около 1/2 всего осадочного материала. Эти реки сгружают огромные массы осадочного вещества в дельтах, т.е. концентрируют его в отдельных точках водоемов, а также и ниже – в подводных конусах, соответствующих устьям. Главная же часть по протяженности у основания континентального склона принадлежит к мелким местным системам дренажа шельфа, локальным и региональным системам подводных каньонов, которые собирают осадочный материал со значительных площадей подводных "водосборов" и сгружают его у основания склона. Здесь возникают отдельные конусы или системы конусов, вытянутые в плане вдоль основания склона. При длительной седиментации на пассивных окраинах конусы выноса могут менять свое положение, и в разрезе осадочно-породные бассейны основания склона представляют собой отложения одного или нескольких наложенных по вертикали и нередко смещенных по горизонтали конусов выноса.

В северной части Атлантики особый интерес представляет подводный конус выноса р.Св. Лаврентия (Канада) (рис. 38, 39).

Подводный конус выноса р. Св. Лаврентия [Stow, 1981] замечателен в нескольких отношениях:

1. Океан в этой части существовал более 150 млн лет, и отложения конуса здесь можно изучить в максимально возможном интервале времени.

2. Континент Северной Америки и прилежащий шельф во время оледенений покрывались покровным ледником мощностью около 4 км, т.е. условия умеренной зоны в недавнем прошлом сменялись условиями ледовой зоны.

3. В пределах конуса выноса р. Св. Лаврентия в районе Большой Ньюфаундлендской Банки впервые были установлены турбидиты по обрывам кабелей во время землетрясения 1929 г. Здесь же были сделаны первые вычисления скорости движения потоков и определена дальность их проникновения в океан. Началась большая серия исследований. В настоящее время этот район один из наиболее изученных: проведено глубоководное бурение, а также бурение на нефть и газ, выполнен большой объем геофизических исследований.

Твердый сток р. Св. Лаврентия составляет около 3,6 млн т в год, т.е. почти в 10 раз меньше стока Амазонки. Воды этой реки прозрачные, как и у других рек холодной части гумидной зоны. Средняя мутность вод 11,8 мг/л (для Амазонки 156, для Миссисипи – 833, Ганга – 1199, Инда – 2448 мг/л, т.е. мутность вод близка к мутности вод

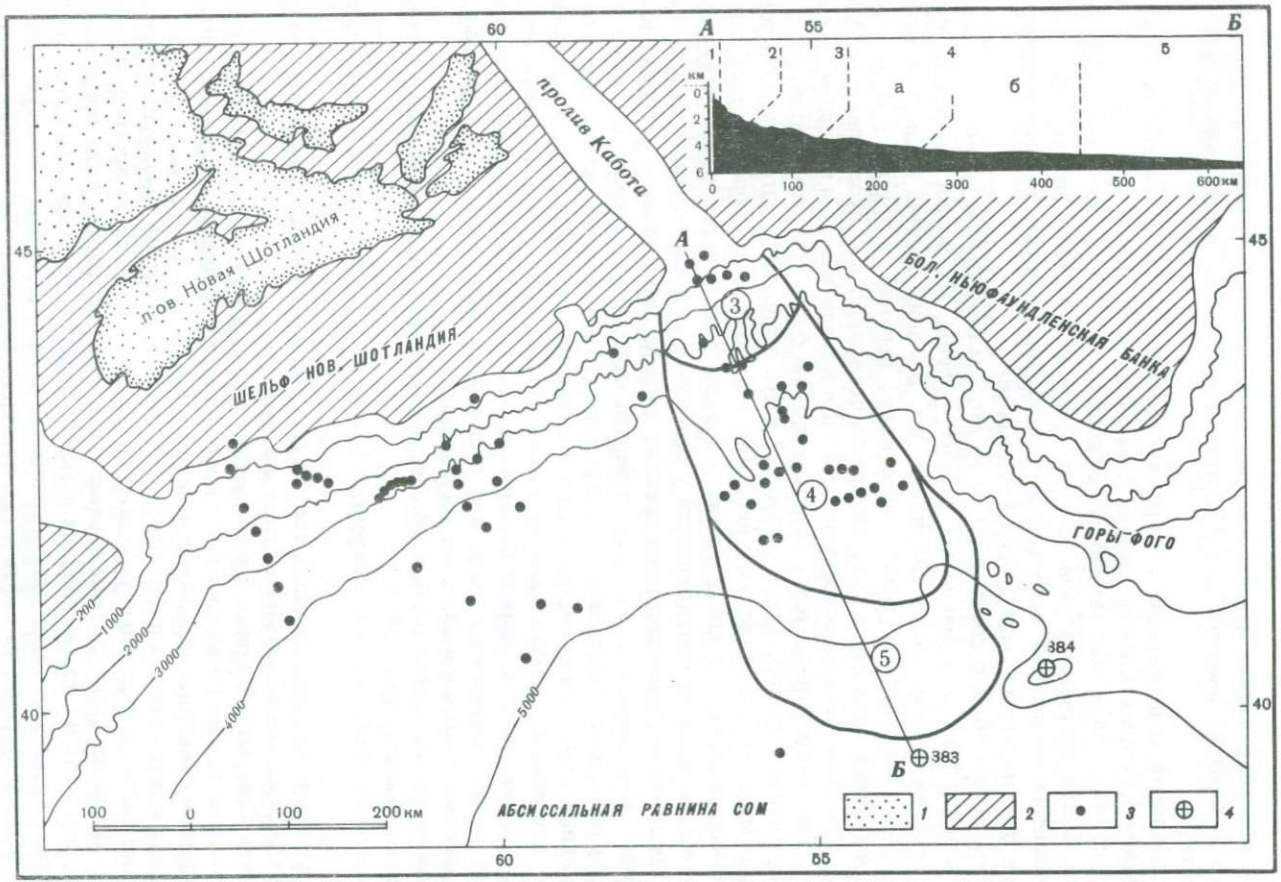


Рис. 38. Материковый склон Канады и подводный конус р. Св. Лаврентия [Stow, 1981]

1 – суша; *2* – шельф; *3* – изученные колонки донных осадков; *4* – скважины глубоководного бурения

На врезке – разрез по простиранию конуса по линии *АБ*: *1* – бровка шельфа; *2* – материковый склон с гравититами; *3* – верхняя часть подводного конуса с оползнями и системой русел; *4* – средняя часть конуса (*а* – с руслами и прирусловыми валами; *б* – лопастная); *5* – нижняя часть конуса (выровненная, слегка вогнутая)

Хатанги, Енисея или Невы. Дельты у р. Св. Лаврентия нет, река впадает в эстуарий длиной 570 км [d'Angleyan, Briselois, 1978].

Несмотря на довольно скромные объемы ежегодного сноса осадочного вещества у р. Св. Лаврентия, огромный подводный конус выноса имеет форму не треугольника — дельты, а вытянутого языка. Следует отметить, что для подводных конусов-гигантов вообще типично нарушение исходной треугольной формы, что связано с рядом факторов, в частности, для конуса выноса Св. Лаврентия большое значение имеет его огромный возраст (с поздней юры). За это время менялось положение плит, система глубинных течений, уровень океана, подача осадочного материала рекой и др.

Конус выноса лежит на больших глубинах — от 2 до 5 тыс м. Его длина — около 600 км, ширина 250–300 км. По площади — это целая страна, что в шесть раз больше, чем территория Бельгии. Мощность осадочных отложений составляет 8–10 км [Uchupi, Austin, 1979]. Средние скорости седиментации в пределах конуса для голоцена около 100 Б, а для последнего оледенения 200–300 Б, т.е. лавинные. Угол наклона конуса в его верхней части составляет около 5°, а в нижней — менее 1/4°.

Континентальный склон Канады достаточно крутой, на нем видны многочисленные следы отрыва оползней, широко развиты участки выходов древних пород.

По трехчленной системе разделения подводных конусов [Nelson, Kulm, 1973; Damuth, Kumar, 1975; Normark, 1970, 1974, 1978; Nelson et al., 1978] верхняя часть конуса выноса начинается с глубин около 2 км. Верхняя часть конуса — вогнутой формы с многочисленными долинами оползней, с неправильной поверхностью. Ниже — средний конус (глубины от 3 до 5 км) имеет выпуклую форму; его верхняя часть изборождена многочисленными каналами и рукавами, ограниченными намывными валами, а нижняя имеет лопастное строение. Наконец, нижняя часть конуса имеет вогнутую, выровненную, слегка погружающуюся в сторону океана поверхность. Строение участков конуса между каналами и намывными валами также меняется от верхней части конуса к нижней. Для верхней части типичны гиперболические отражения сейсмических волн.

Многочисленные каналы (рис. 40) создают дренажную, т.е. собирающую осадочный материал (в верхней части склона) и транспортирующую (в средней части), а также распределяющую (в нижней) системы конуса. Максимальная глубина русел достигает 840 м на расстоянии около 240 км от бровки шельфа. Русла становятся шире и глубже в сторону океана в среднем конусе (до 1 км глубиной), а в нижнем конусе их глубины всего около 50 м. В верхней части конуса русла имеют У-образную форму с шириной в основании около 2 км, в средней части — корытообразную форму с шириной по дну более 10 км. Для русел, прорезающих конус (как и для речных наземных русел), типична разная высота бортов: восточный обычно ниже и положе, чем западный. Эти русла — современные и древние — отчетливо прослеживаются на сейсмограммах по четким отражениям, которые связаны с их заполнением песчаным материалом и гравием (подтверждено анализами проб).

От главных русел в нижней части конуса отходят многочисленные ответвления, расчленяющие его, глубина вреза их часто также более 500 м. Масштабы русловой системы этого конуса, как видим, грандиозны.

Густота сети русел также, как их форма и глубина, меняются в этом конусе по закономерностям, характерным для всех конусов выноса. Наибольшая густота сосредоточена в верхней части конуса (нередко расстояние между каналами здесь меньше 10 км), в руслах и их ответвлениях встречаются одинаково часто как эрозионные, так и аккумулятивные формы. Верхняя часть конуса выноса — область преимущественной эрозии и транспортировки осадочного вещества. В средней части конуса русла встречаются реже, расстояние между ними достигает 40 км. Между каналами преобладают отложения турбидитов, т.е. здесь господствуют уже аккумулятивные формы и отражающие океанские слои (рефлекторы) в этих отложениях прослеживаются на больших расстояниях.

В нижней части конуса русла делаются мельче и положе, они ведут к лопастям —

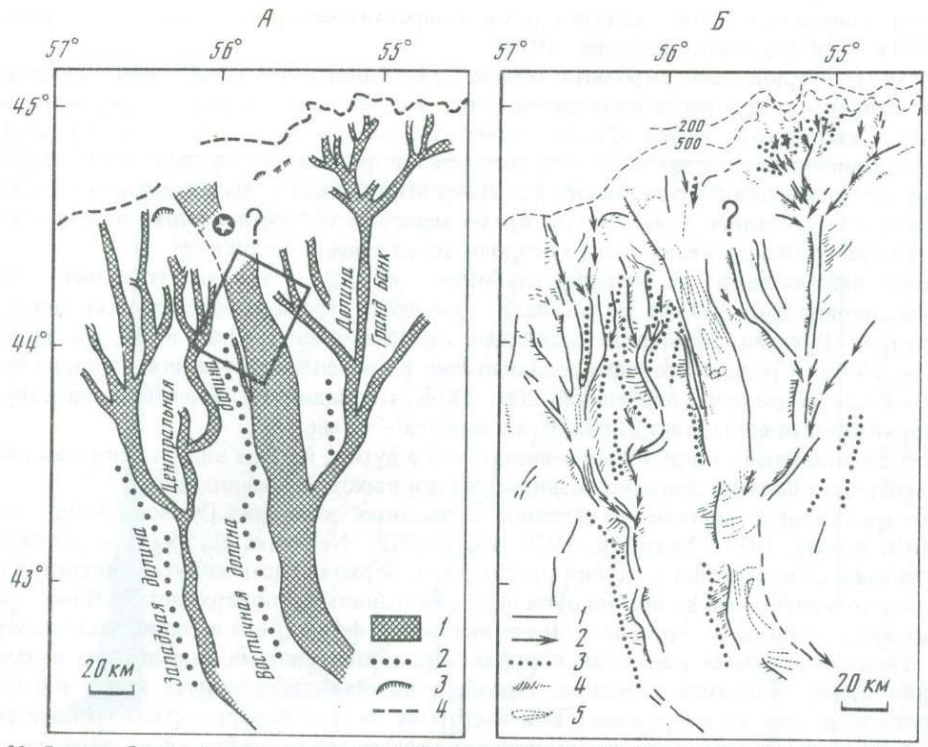


Рис. 39. Осадкосборная система долин верхней части склона в районе подводного конуса Св. Лаврентия [Masson et al., 1985]

А – по данным детальных батиметрических съемок: *1* – долины и подводные каналы на склоне; *2* – осевые части прирусловых валов; *3* – уступ оползня; *4* – изобата 500 м. *Б* – тот же район по данным детальных исследований локатором бокового обзора "Глория" и сейсмопрофилирования: *1* – борта долин и каналов склона; *2* – участки долин неясные; *3* – оси прирусловых валов; *4* – промоины и овраги склона; *5* – линейный рельеф

главной аккумулятивной форме. В этой части отложения состоят из тонких слоев, видимых на сейсмопрофилях.

Во время землетрясения на Большой Ньюфаундлендской банке в 1929 г. впервые документально по обрывам ряда кабелей здесь был установлен суспензионный поток, направленный со склона в конус выноса Св. Лаврентия. Кабели были разорваны по пути следования потока на расстоянии более 200 км. В области разрывов кабелей на площади более 100 тыс км^2 были обнаружены отложения с градационными текстурами, которые залегали поверх обычных пелагических илов. Местами мощность таких отложений суспензионных потоков достигала 1 м. Общий объем отложений в этом потоке составил около 100 км^3, что в 8 раз больше суммарного годового стока рек мира.

Те обстоятельства, что поток стекает по склону крутизной почти в 50 раз большей, чем средняя крутизна речных долин суши, а также наличие большой высоты склона – около 5 км, в сумме предопределяют максимальный разгон осадочных масс, что и приводит к значительным скоростям потока. В общем случае скорость потока пропорциональна квадратному корню угла наклона, плотности и средней глубины [Рейнек, Сингх, 1981]. Плотность суспензии в потоке уменьшается по вертикали, т.е. от основания потока к его верхней части, а также по горизонтали – от головной части к хвостовой. В местах наибольшей плотности концентрируются и наиболее крупные частицы, которые "плавают" только в плотной суспензии и оседают в разбавленной.

Важное значение в истории формирования конуса имеют изменения уровня океана, начиная с эоцена, с понижениями до 300 м, а также во время оледенений (на 100–150 м).

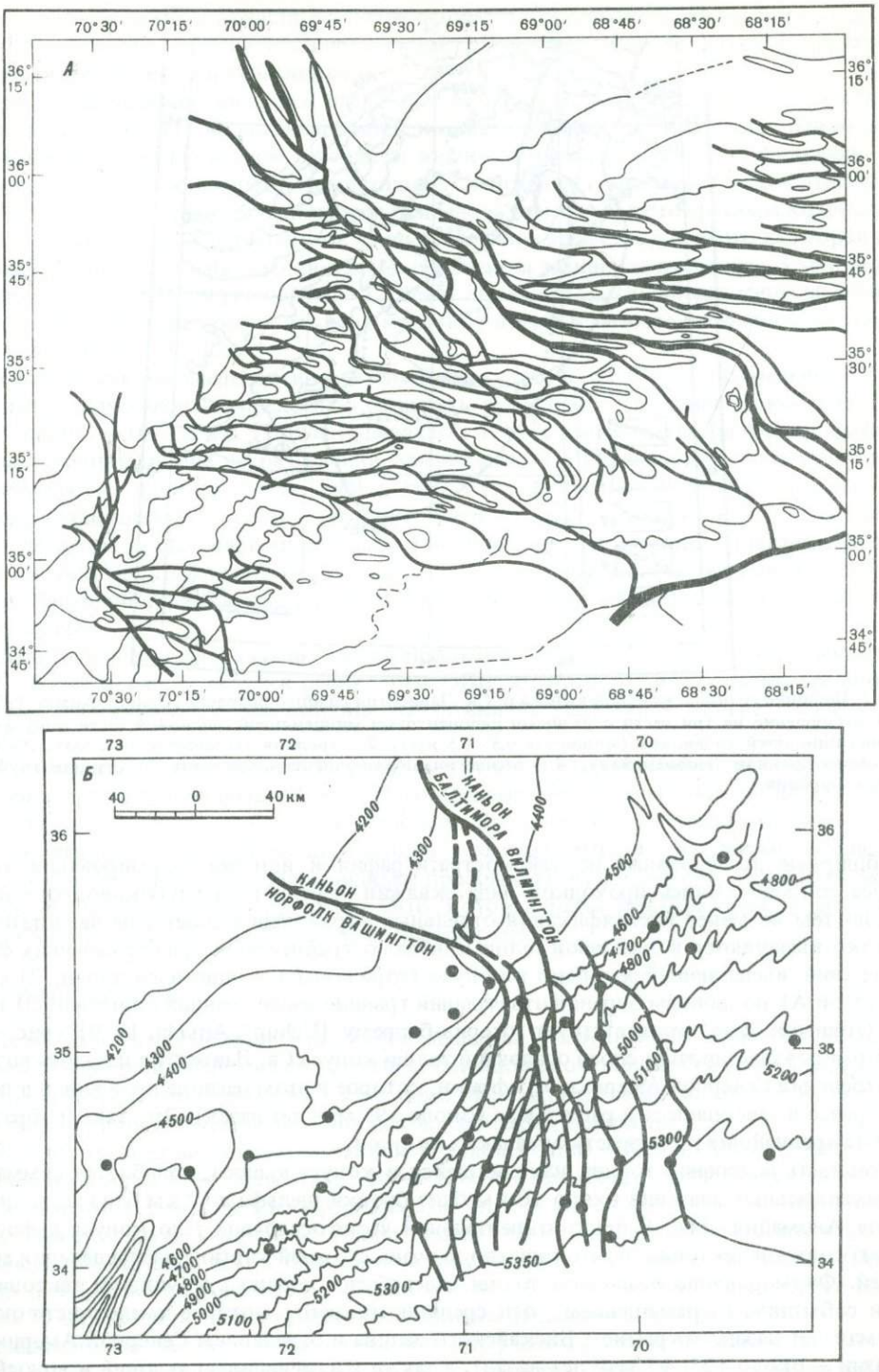


Рис. 40. Осадкосборная, транспортирующая и распределительная системы каналов континентального склона, Атлантическое побережье США

А – осадкосборная и транспортирующая система русел на склоне между каньонами Гудзон и Гаттерас [Asquith, 1979]. *Б* – Транспортные и распределительные русла каньонов Балтимор–Вилмингтон и Норфолк–Вашингтон (Ayers, Clearing, 1980)

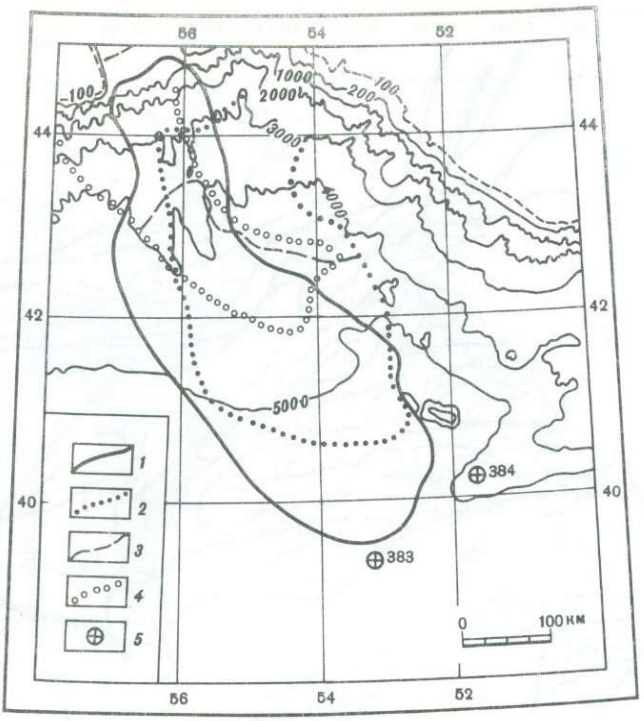


Рис. 41. Внешние границы конусов выноса р. Св. Лаврентия разного возраста [Uchupi, Austin, 1979]

Подразделение на три части с разными депоцентрами миоцен-плейстоценовой части конуса: *1* – верхняя плио-плейстоценовая (мощность 0,5–1,5 км); *2* – средняя (мощность до 2 км); *3* – нижняя, самая древняя (миоценовая); *4* – позднеэоценовая-олигоценовая часть; *5* – станции глубоководного бурения

Обширные исследования по сейсмостратиграфии и истории формирования этого конуса сопровождались проходкой ряда скважин нефтяного и глубоководного бурения, но тем не менее идентификация отдельных отражающих слоев еще недостаточна.

Четко выделяются в осадочной толще конуса по крайней мере три отражающих слоя: 1) верхний, выделяющийся только в конусе (горизонт L) – плио-плейстоцен; 2) средний (слой А) по данным бурения отвечающий границе эоцен–ранний олигоцен; 3) нижний (горизонт бета) соответствует готерив-баррему [Uchupi, Austin, 1979] (рис. 41).

Формирование нижних слоев осадочной толщи конуса Св. Лаврентия началось во время отделения Северной Америки от Африки, которое в этом регионе произошло в позднем триасе и завершилось в ранней юре (около 195 млн лет назад). Это, таким образом, один из древнейших по возрасту океанских конусов.

Мощность осадочной толщи, накопившейся в конусе выноса, колеблется суммарно от максимальных значений около 10 км близ бровки шельфа до 2 км близ подводного хребта Аномалия Джи. В приконтинентальной части осадочное тело конуса деформировано соляной тектоникой, что привело к очень сложной картине распределения мощностей. Формирование осадочной толщи здесь было связано с крупными тектоническими событиями (перемещением оси срединного хребта, которое имело место около 175 млн лет назад, открытием Бискайского залива и отделением Северной Америки и Евразии – около 125–95 млн лет назад), а также с изменениями условий в водосборе (оледенение) и с колебаниями уровня океана. Удалось составить ряд карт осадочного тела конуса выноса для разных временных интервалов [Uchupi, Austin, 1979]. Мы приводим карту мощности отложений, накопившихся поверх отражающего слоя А (эоцен–ранний олигоцен) (см. рис. 41). Максимальная мощность, как можно видеть,

достигает 3 км, причем области наиболее мощного осадконакопления в это время прижаты к основанию континентального склона. В соответствии со сложной дренажной сетью каньонов таких линз несколько.

При сопоставлении внешних очертаний разновозрастных подводных конусов во времени (см. рис. 41) видно, как постепенно размеры конуса возрастали: ближе всего его граница проходила к суше в позднем эоцен–олигоцене (и ранее), а следующие три границы относятся к миоцену–плейстоцену. Это отвечает уникальному событию позднего кайнозоя – оледенению, которое привело к резким и многократным колебаниям уровня океана, сбросу значительной части осадочного вещества с первого на второй глобальный уровень. По наблюдениям в Мексиканском заливе, за последние 3 млн лет таких крупных изменений уровня было 8 [Beard et al., 1982]. Подобных многочисленных и быстрых изменений уровня за столь короткое время в мезозое и кайнозое не отмечается [Vail et al., 1977].

Самые детальные исследования у атлантических берегов США с применением бурения дали возможность определить мощность осадочных отложений у континентального склона – 10–12 км [Talwani, Langseth, 1981], а во впадине Балтимор, которая начала заполняться еще до разделения Американской и Евразиатской плит (в триасе–нижней юре) – даже до 15 км [Schlee, 1981]. Следы древних осадочно-породных бассейнов, возникших еще на дне древних водоемов, существовавших на некогда единой плите, а потом разделенной на две части, лежащие по обе стороны Атлантики, осложняют картину распределения осадочных толщ в этом районе, так же как и у берегов Северо-Западной Африки, где сохранились правые (восточные) части этих осадочных образований.

Обстоятельное исследование континентальных окраин Канады [Keen, Hyndman, 1979] также выявило остатки реликтовых ОПБ, которые были разорваны срединным хребтом и оказались по обе стороны Атлантики на удалении в многие тысячи километров.

На континентальной окраине Норвежско-Гренландского бассейна раскрытие океана произошло значительно позднее, чем у берегов Лабрадора (60–40 млн лет назад) [Тальвани, Элдхольм, 1978], и было двухэтапным. Вдоль континентальной окраины Норвегии протягивается мощная толща осадков с максимальными значениями мощностей более 8 км. Это осадочное тело, видимо, продолжает осадочное тело Северного моря: нижние его части связаны с древними ОПБ, которые были затем разорваны рифтовым (срединным) хребтом и оказались на периферии океана.

"МАЛЫЕ ОКЕАНЫ"

Рассмотрим распределение осадочного вещества в крупнейших водоемах ("малых океанах"), имеющих кору океанского типа: Мексиканском заливе, Средиземном, а также в Черном море и сопоставим их с краевыми морями, отделенными от океана грядами островных дуг (Южно-Китайское, Японское, Охотское, Берингово).

Одна из древнейших областей лавинной седиментации – Мексиканский залив, – по данным тектоники плит, существует более 150 млн лет. Сюда впадает Миссисипи и ряд других крупных рек и можно предполагать, что осадочная толща на дне этого залива имеет значительную мощность. Седиментация здесь продолжалась, таким образом, во много раз дольше, чем в большинстве других известных конусов выноса (Нил – около 6–6,5 млн лет, Амазонка – 10–20 млн лет, Ганг и Брахмапутра, а также Инд – около 50 млн лет, а особенно энергично с миоцена [Лисицын, 1983].

Мексиканский залив – один из наиболее изученных участков Мирового океана с корой океанского типа. Здесь были проведены многочисленные исследования сейсмическими методами, пройдены 15 скважин глубоководного бурения, а также многие тысячи нефтяных скважин. Мощность только кайнозойских отложений на дне залива колоссальна – она достигает 5 км в центральной и 15–18 км в северо-западной части залива [Antoine, Pyle, 1970; Стюарт и Каугхей, 1982].

Огромный водосборный бассейн р. Миссисипи (его площадь 3,248 млн км^2), а также реки Алабама, Брасос, Колорадо и Рио-Гранде многие десятки миллионов лет поставляют осадочное вещество и залив. О скорости седиментации можно судить по карте мощностей плейстоценовых (т.е. возраст до 1,8 млн лет) отложений (рис. 42). ОПБ очерчиваются здесь изопахитой 1000 м (или при переводе в скорости седиментации, принимая продолжительность плейстоцена приблизительно 2 млн лет, – около 500 Б), а максимальная мощность около 5000 м (отвечает скорости 2500 Б), т.е. это огромная область лавинной седиментации. Главный ОПБ прилегает к Миссисипи, а в юго-западной части залива выделяют подводные конусы выноса Веракруц и Кампече. Под тяжестью гигантских масс рыхлых осадков толща эвапоритов на дне залива, подстилающая осадки, выжимается, создавая в заливе сложную соляную тектонику; местами соляные куполы выходят на поверхность дна.

Мексиканский залив – пример почти замкнутого водоема с асимметричной подачей осадочного материала с севера и очень малым его поступлением из других регионов, где площади водосбора незначительны, а речной сток минимален в связи с аридностью климата (Мексика). Область лавинной седиментации в плейстоцене (скорость более 100 Б) ограничивается изопахитой 200 м, она тесно связана с основанием континентального склона в заливе (конус выноса Миссисипи и осадочный клин Сигсби). В пелагическом направлении они переходят в пологозалегающие отложения абиссали залива, которые связаны с чередованием по вертикали дистальных частей турбидитов и нормальных пелагических осадков.

Как видно из карты скоростей осадкообразования в Средиземном море, составленной К. Шимкусом [1981], лавинные скорости седиментации (более 100 Б, в ряде мест более 200 Б) встречаются по периферии этого водоема (рис. 43). Они максимальны в дельте Нила и к востоку от нее, куда сносится главная часть осадочного вещества дельты, а также в Адриатическом море, где концентрируется осадочный материал из р. По и других рек Северной Италии. У западных берегов Италии скорости седиментации увеличиваются за счет продуктов современного вулканизма (так же, как в ряде мест в Эгейском море). Высокие значения скоростей отмечаются и у берегов Африки в западной части моря.

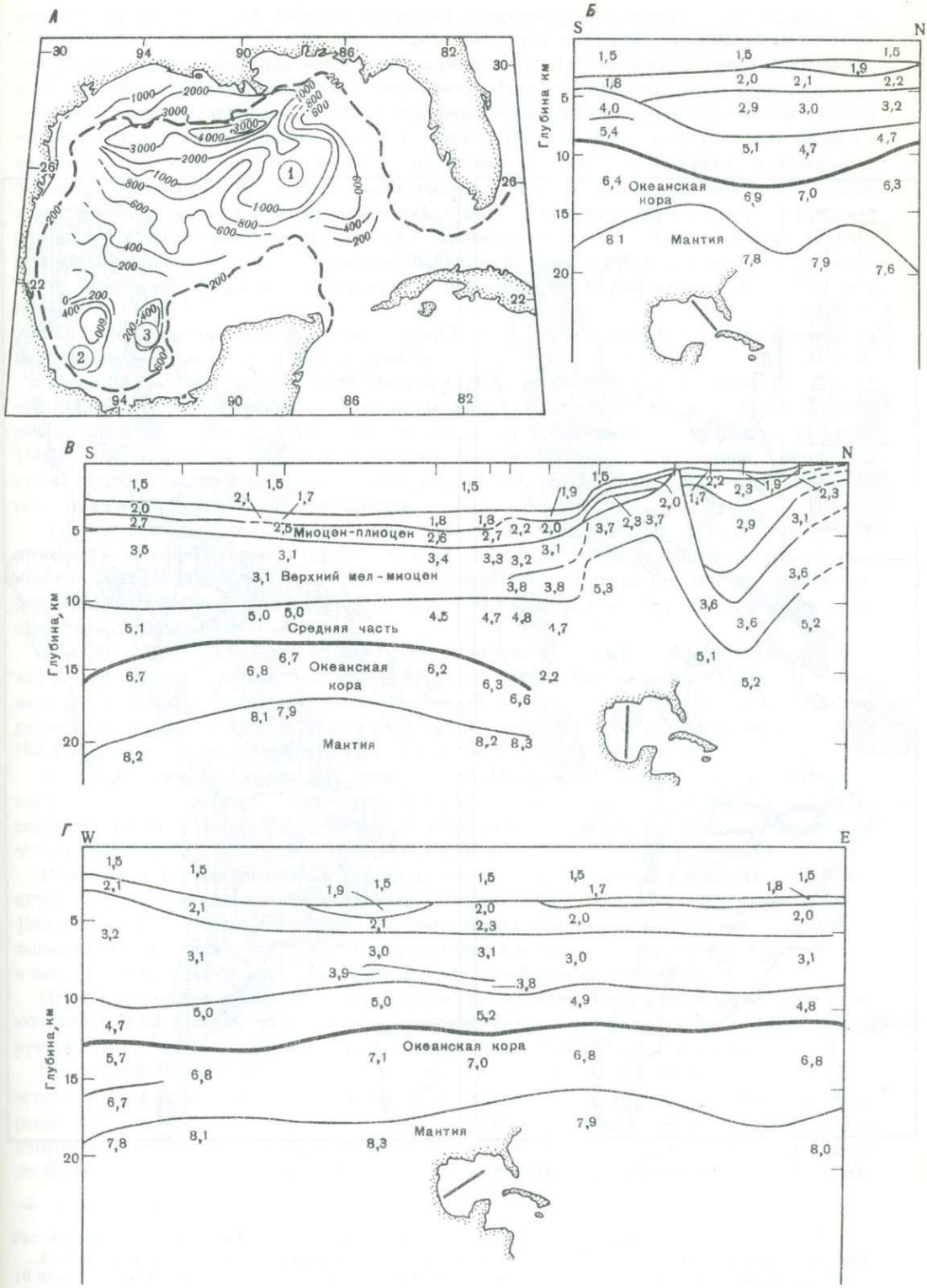
При сопоставлении карты распределения скоростей в голоцене с картой изопахит осадочной толщи видны существенные отличия: места накопления осадочного вещества в голоцене и на более ранних этапах развития водоема резко отличаются. В Средиземном море осадочный тороид, опоясывающий основание склона морей и океанов, не выделяется, осадочный материал здесь как бы сметен к центральным частям водоема. Это определяется необычной историей данного водоема, который терял связь с океаном и пересыхал. При этом главная масса осадочного вещества сносилась из осадочного тороида в наиболее глубокие части моря, что подтверждается данными сейсмических исследований. На дне Средиземного моря выявлены огромные толщи эвапоритов, закономерности размещения которых отличаются от распределения морских отложений. Если рассмотреть отдельно распределение мощностей более поздних (послемессинских) отложений, то устанавливаются закономерности, общие для всех водоемов: концентрация осадочного вещества в поясе второго глобального уровня лавинной седиментации, осадочном тороиде.

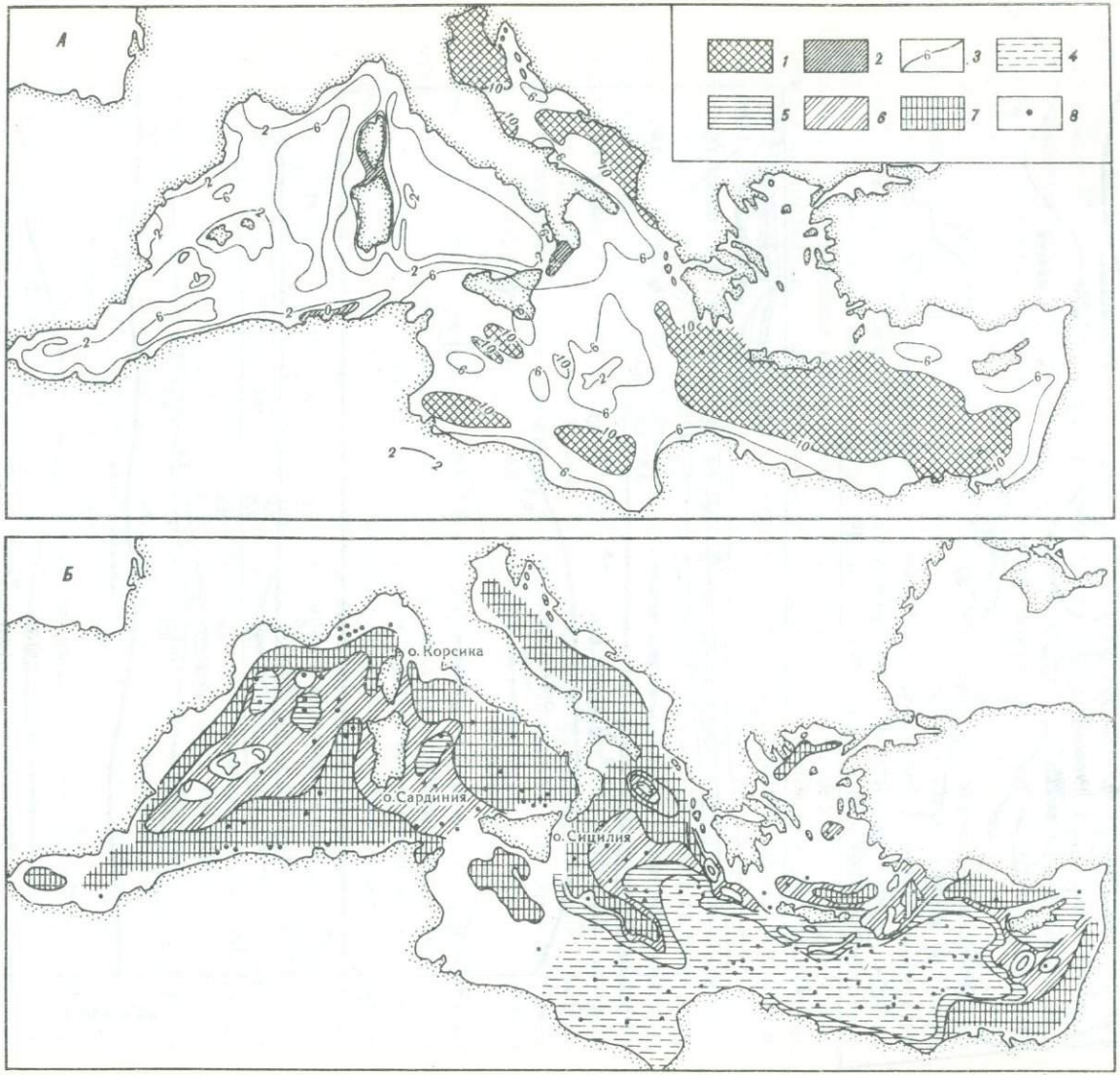
Осадочный чехол Эгейского моря изучен при обширных сейсмических исследованиях с опорным нефтяным бурением, здесь же выполнено бурение с "Гломар Челленджера" [Stanley, Perrisoratis, 1977]. Возраст рыхлых отложений – постплиоценовый, т.е. они накапливались уже после мессинских регрессий, когда вся эта область

Рис. 42. Лавинная седиментация в Мексиканском заливе

А – мощность осадочной толщи плейстоцена (1,8 млн лет). Изопахиты через 200–1000 м [Стюарт, Каугхей, 1982]. Конусы выноса подводные: *1* – Миссисипи; *2* – Кампега; *3* – Вера-Крус. Пунктир – изобата 200 м.

Б–Г – сейсмические разрезы осадочной толщи (Ibrachim et al., 1981). Цифры – скорости звука. На врезках показано положение разрезов


А
Б
В
Г
S
N
W
E
Глубина, км
Океанская кора
Мантия
Миоцен-плиоцен
Верхний мел-миоцен
Средняя часть


А
1
2
3
4
5
6
7
8
Б
о. Корсика
о. Сардиния
о. Сицилия

моря становилась сушей. Области лавинной седиментации в этом районе, таким образом, молодые, не более 5 млн лет, причем они располагаются в понижениях рельефа дна моря. Важное значение имеют подводные хребты и островные гряды, действующие как преграды для осадочного материала. Итак, в Эгейском море располагаются довольно многочисленные ловушки осадочного вещества. Во время колебаний уровня океана в позднекайнозойское время в связи с оледенением уровень моря снижался на 150 м, при этом море оказывалось разбитым на отдельные бассейны, в которые и сносился осадочный материал с оказывавшихся над уровнем участков дна. Отсюда столь сложная картина распределения осадочных отложений: она отвечает сохранению осадков в понижениях дна и смыву их с поднятий. О выносе значительной части осадков из Эгейского моря при четвертичных понижениях уровня говорит то, что мощности осадочной толщи к югу от островов Крит и Родос достигают 1000–1200 м и более.

Нарушение закономерности концентрации вещества у основания склона говорит о нарушении связи этих водоемов с океаном.

Подводный конус выноса о-ва Менорка (Балеарские о-ва) был детально изучен, что дает возможность сопоставить во времени процессы образования подводных конусов в западной части Средиземного моря (конус Менорка) с восточной (р. Нил) [Maldonado, Stanley, 1979]. По своему тектоническому положению, особенностям питания, составу осадочного материала и по морфологии осадочных образований эти конусы существенно отличаются.

Для конуса Нила, описанного выше [см. гл. II], типично огромное поступление в основном тонкозернистого (глинистого) материала, который подготовлен выветриванием в экваториальной зоне; отложение его идет на пологом склоне, мощность турбидитов обычно не более 1 м, а чаще около 0,3 м, конус выражен слабо, он не имеет четких каналов и лопастного строения.

Для подводного конуса о-ва Менорка, расположенного на глубинах 2000–2700 м, характерно питание материалом, снесенным с гор мелкими реками и ручьями, т.е. значительную роль играет грубый материал (гравий, песок). Склон острова крутой. Каньон разветвляется на каналы, а конус разделен на четкие лопасти. Отложение в конусе Нила идет при слабых течениях, в конусе о-ва Менорка – при сильных.

Для скоростей седиментации в конусе о-ва Менорка характерна та же закономерность, что отмечена для Нила и других конусов: современные (в среднем около 80 Б) скорости на втором уровне в 3–4 раза ниже, чем во время падения уровня моря в четвертичное время, когда сбрасывался осадочный материал с первого уровня.

Меняется также и литология осадков, что дает возможность выделить несколько циклотем, каждая из которых отвечает четвертичным трансгрессиям и регрессиям [Maldonado et al., Stanley, 1979]. Эти циклотемы оказывались сходными для фенов западной части Средиземного моря (о-в Менорка) и восточной (р. Нил), сходны также и направленные изменения скоростей в связи с колебаниями уровня моря.

Изучены сейсмическими методами и эхолотированием с получением многочисленных колонок осадков также подводные конусы рек Рона, стекающей с Альп, и Эбро, дренирующей Пиренеи. Твердый сток этих рек определен в 2 млн т в год для каждой.

Подводный каньон р.Рона, а также конус выноса у его основания выражен очень четко. Площадь конуса около 10 тыс км^2. Каньон меандрирует по склону от устья реки. Крутизна склона около 4%, а у основания склона она снижается до 0,8%, здесь каньон имеет ширину 2–5 км. В верхней части конуса крутизна склона снижается до 0,6%, и единый канал разделяется на серию ответвлений ("птичья лапа"). Сейсми-

Рис. 43. Мощность осадочной толщи и скорости седиментации в Средиземном море

А – мощность осадочной толщи [Маловицкий, Москаленко, 1982]: *1* – ОПБ с мощностью более 10 км, *2* – участки без осадочной толщи, *3* – изопахиты, в км; *Б* – скорости седиментации для голоцена [Шимкус, 1981]; *4* – менее 30 Б; *5* – от 30 до 50; *6* – от 50 до 100; *7* – более 100 (лавинные); *8* – станции

ческими методами обнаружена миграция этих каналов во времени, сходная с конусами выноса, изученными у берегов Калифорнии и Орегона.

Поводный конус р. Эрбо резко отличается от конуса р. Рона, расположенной от него на небольшом расстоянии. Здесь нет единого каньона, собирающего материал со склона, часть материала уходит из реки и не попадает в каньон, а поступает, очевидно, в желоб Валенсия. Поэтому при равном твердом стоке конус Эрбо значительно меньше по размерам, чем конус р.Рона [Bellaiche et al., 1981].

Сопоставление современных и кайнозойских скоростей седиментации в Средиземном море с размещением мощностей убеждает в том, что области с максимальными мощностями возникли за счет перемещения осадочного материала с верхних уровней в центральные части бассейна. В этом убеждает и фациальный анализ толщ, а также изучение их вещественного состава (в особенности обломочных минералов).

В современных осадках Черного моря лавинные скорости седиментации (более 100 Б) отмечаются по периферии водоема, а в его центральных частях располагаются три пятна со скоростями менее 100 Б (Шимкус и др., 1975). Лавинные скорости были обнаружены и при анализе кернов глубоководного бурения, однако керны не достигли и 1/10 части общей мощности осадочной толщи. По данным геофизики, осадочный чехол Черного моря имеет мощность до 8–12 км, а кора этого водоема в центральных частях его "до некоторой степени океаническая" [Росс, 1979]. Распределение мощностей на втором уровне, как и в Средиземном море, аномальное (центральный тип), что связано не только с небольшими размерами, но и с многократным нарушением связи Черного моря с океаном.

ОКРАИННЫЕ МОРЯ. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ СССР

За последние 20 лет получены данные о распределении осадочной толщи на дне окраинных дальневосточных морей, омывающих берега СССР (Японское, Охотское, Берингово). Они отделены от океана островными дугами, и кора в них относится большинством исследователей к корам переходного типа. Это, таким образом, не "малые океаны", как Мексиканский залив, Карибское или Средиземное моря. Все эти водоемы в истории развития были связаны с Мировым океаном, отражали колебания его уровня. Сохраняются ли в таких водоемах установленные для океанов закономерности распределения осадочного материала по глобальным уровням?

Из карты распределения мощностей осадочных отложений (рис. 44) видно, что они распределены на дне неравномерно: выделяются несколько осадочно-породных бассейнов, протягивающихся и на сушу. Максимальная мощность отложений в них превышает 3–6 км.

В северной части Японского моря выделяется ОПБ Татарского залива с максимальными мощностями 4–5 км и более [Гнибиденко, 1979]. Того же порядка и даже выше максимальные значения мощностей в ОПБ Южно-Китайского моря (до 9–10 км в Таиландском заливе и 8–9 км в прогибе Саравак). Охотское море, подобно океану, опоясано ОПБ второго глобального уровня, которые особенно четко выражены в западной части, южной и восточной его частях (рис. 45). Здесь мощность осадочных отложений превышает 2 км, а в ОПБ северного Хоккайдо – более 4 км [Береснев и др., 1981]. ОПБ с мощностями более 5–6 км встречаются близ Северного Сахалина, а также в северо-восточной части моря, где на большой площади мощность осадков превышает 4 км. Возраст осадочного заполнения Охотского моря – поздний палеоген–неоген [Gnibidenko, Khvedchuk, 1982]. Шесть крупнейших ОПБ второго глобального уровня (ОПБ-2) объединяются в Охотском море в пояс, сходный с океанским.

Мощность осадочного чехла Берингова моря (рис. 46) достигает 9–10 км. Главные ОПБ с мощностями более 5 км следующие: Бауэрс (до 8–9 км), Нунивак (до 9–10 км), Св. Георгия (до 6–7 км), Наварин (из двух депрессий с максимальными мощностями более 10 км), Анадырского залива (до 8–9 км), Прикорякский (до 8–9 км). На схеме отчетливо видно, что эти ОПБ второго глобального уровня распола-

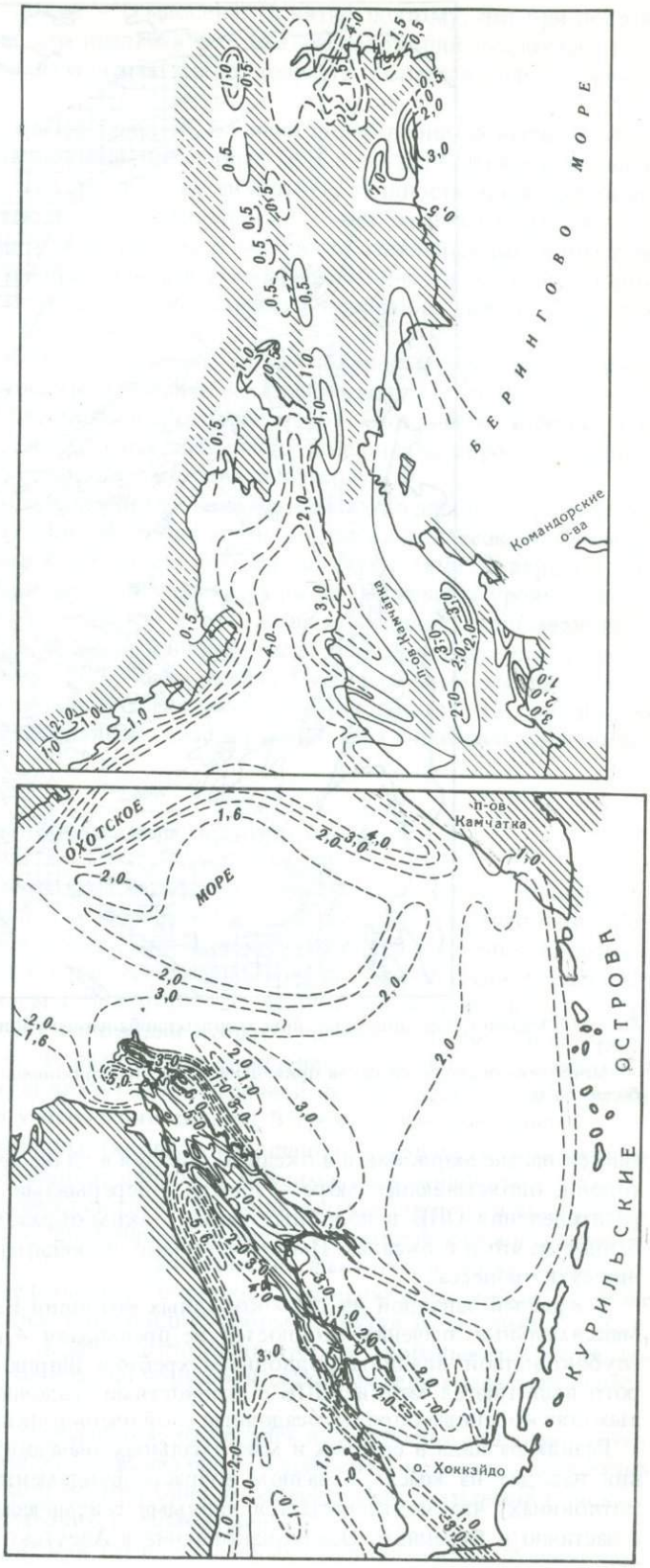


Рис. 44. Мощность отложений в осадочно-породных бассейнах дальневосточных морей [Гнибиденко, 1979]

Изопахиты, в км

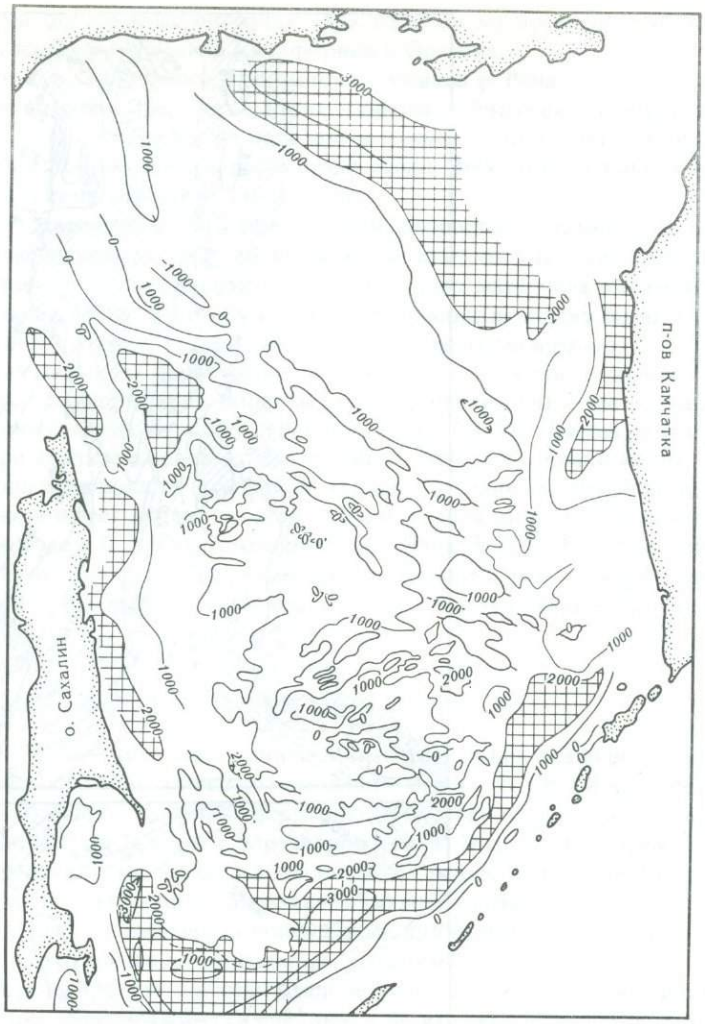


Рис. 45. Осадочно-породные бассейны второго глобального уровня в Охотском море [Береснев и др., 1981]

Мощность осадочного чехла приведена в км. Заштрихованы ОПБ с мощностью осадочной толщи более 2 км

гаются на дне моря, как и в океанах, образуя в плане неправильное кольцо — осадочный тороид, опоясывающее море — иногда с перерывами — у основания склона. Картина распределения ОПБ в подобных морях, таким образом, имеет те же характерные особенности, что и в океанах. Имеются, однако, и любопытные детали, важные для понимания сути процесса.

В крайней западной из глубоководных котловин Берингова моря — Командорской максимальные значения мощностей не превышают 4 км. Она отделена от Алеутской глубоководной впадины подводным хребтом Ширшова, у основания склонов которого выделяются мелкие ОПБ с мощностями осадочной толщи до 2 км (на вершинах выходят коренные породы, осадочный слой очень тонкий или отсутствует).

Резкая разница в средних и максимальных значениях мощностей в ОПБ этих котловин наводит на мысль о разном возрасте фундамента в Командорской и Алеутской котловинах, что подтверждается данными сейсмических и магнитных исследований, а частично и бурением. Осадконакопление в Алеутской впадине идет с верхнего мела,

в Командорской значительно позже – с миоцена. Понятно поэтому, что при постоянной связи уровня с океаном тороидальная картина расположения осадочных тел у основания склона сохраняется независимо от их возраста, меняется только значение мощности в них.

На разрезе через Берингово море (рис. 46, *Б*) ясно видно возникновение мощного ОПБ-2 – Корякского с максимальными значениями мощности до 9–10 км (отражения нечеткие), а южнее ОПБ-2 – Бауэрс где максимальные мощности также достигают 8–9 км. Котловина Бауэрс, так же как и Корякская, имеет намного более молодой фундамент (миоценовый), что отражается как в мощности отдельных слоев, выделяемых по сейсмоакустическим данным, так и в суммарной мощности осадочной толщи. Разрез пересекает две части тороида, опоясывающего основание склона Берингова моря.

Как и в Охотском море, в конечном водоеме стока – Беринговом море выделяются несколько ОПБ, причем среди них выделяется по крайней мере шесть ОПБ-2.

При уменьшении размеров бассейнов внутренние стороны осадочного тороида сближаются, а затем сливаются, т.е. в водоемах, небольших по площади, тороидная система распределения масс осадочного вещества сменяется центральной.

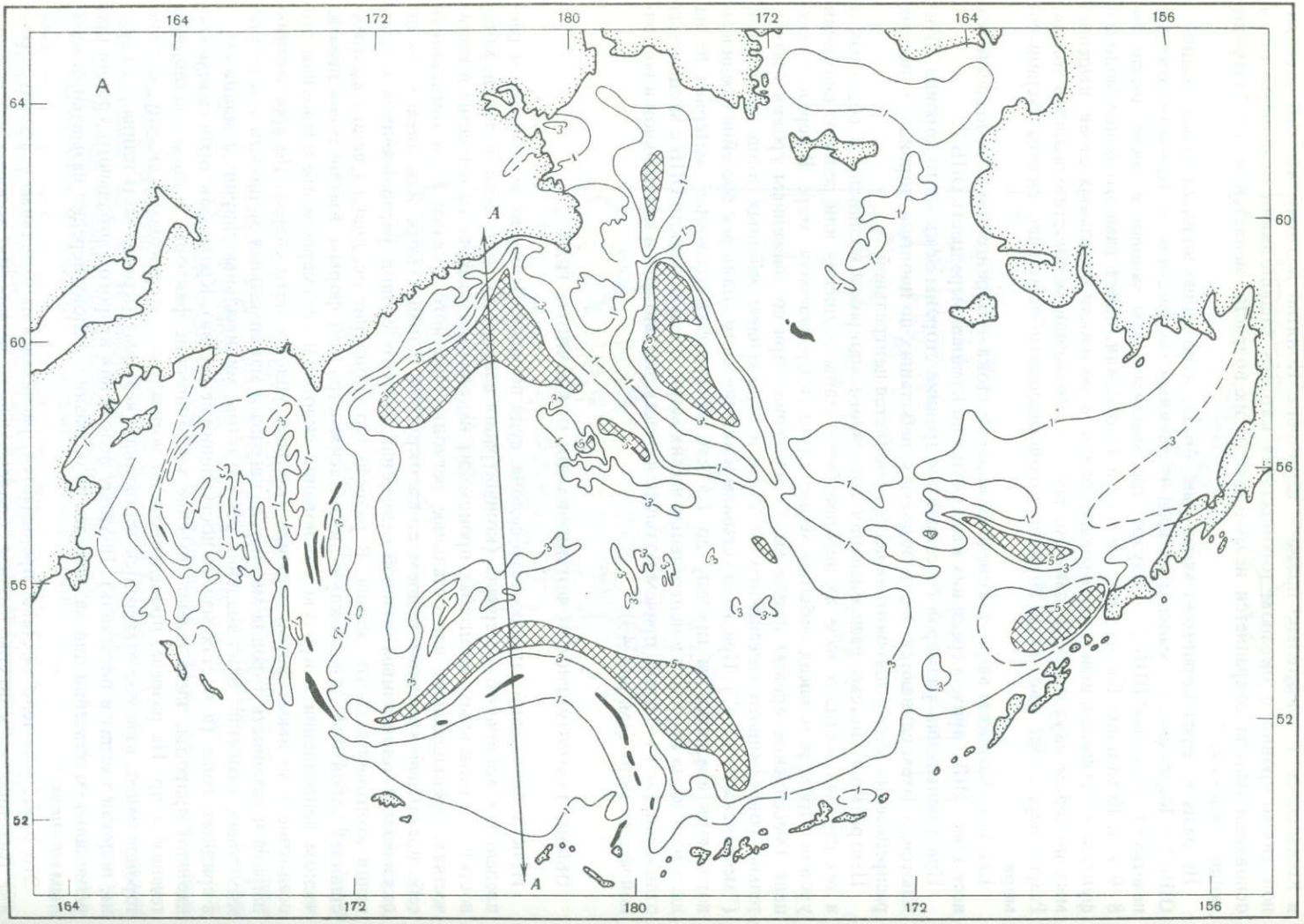
Центральная система распределения осадочного материала возникает в водоемах и в тех случаях, когда в ходе их истории были этапы осушения или резкого снижения уровня. Примером таких событий может служить Средиземное море. В верхнем миоцене (мессинское время) имели место осушение моря со снижением уровня относительно современного океанского на 2 км и отложением мощных толщ эвапоритов ("мессинская толща"). При этом устьевые и нижние части долин рек бассейна Средиземного моря врезались на глубину до 1,5 км, откладывая осадочный материал не на шельфе и не на склоне, а в центральных частях моря. Здесь возникли ОПБ с мощностью отложений до 14–16 км, причем большая их часть расположена в центральной и восточной частях моря (см. рис. 43).

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ТЕЛА

Итак, у основания материкового склона, судя по показателям количественного распределения осадочного материала (концентрация взвеси, скорость седиментации, мощность), в глобальных масштабах происходит накопление осадочного вещества в количествах, превышающих все остальные регионы Мирового океана. Если представить себе идеальный конечный водоем стока округлой формы (море или океан), то он оказывается опоясанным полосой отложений второго уровня, расположенной у основания континентального склона. В разрезе это скопление осадочного вещества представляет собой плоско-выпуклую линзу, асимметричной формы: вытянутую в пелагическом направлении и крутую у основания склона. В трехмерном представлении это осадочное тело имеет форму тороида (кольца) уплощенного сверху. По простиранию ширина и мощность тороида меняются: ширина и максимальная мощность – в гумидных зонах, особенно близ впадения рек-гигантов, минимальные ширина и мощность – в аридных зонах (в местах малого поступления вещества). Кроме факторов седиментационной природы, здесь имеют значение тектонические факторы, а также подводные течения и др. На разрезе, проведенном по нормали к материковому склону, сечение тороида имеет, как уже отмечалось, клиновидную форму (крутая часть клина – у склона, пологая уходит в пелагиаль). Поэтому отложения второго глобального уровня при региональном описании или на разрезах по нормали к склону нередко называют осадочным клином.

Это осадочное тело местами прерывается, распадаясь на отдельные осадочно-породные бассейны, но контуры тороида, опоясывающего периферию водоема у основания склона, прослеживаются почти всегда. При односторонней подаче материала в водоем (Мексиканский залив) тороид становится асимметричным.

Осадочное тело тороида состоит как бы из отдельных строительных модулей – под-


164
172
180
172
164
156
A
64
60
56
52
A
A
60
56
52
164
172
180
172
156

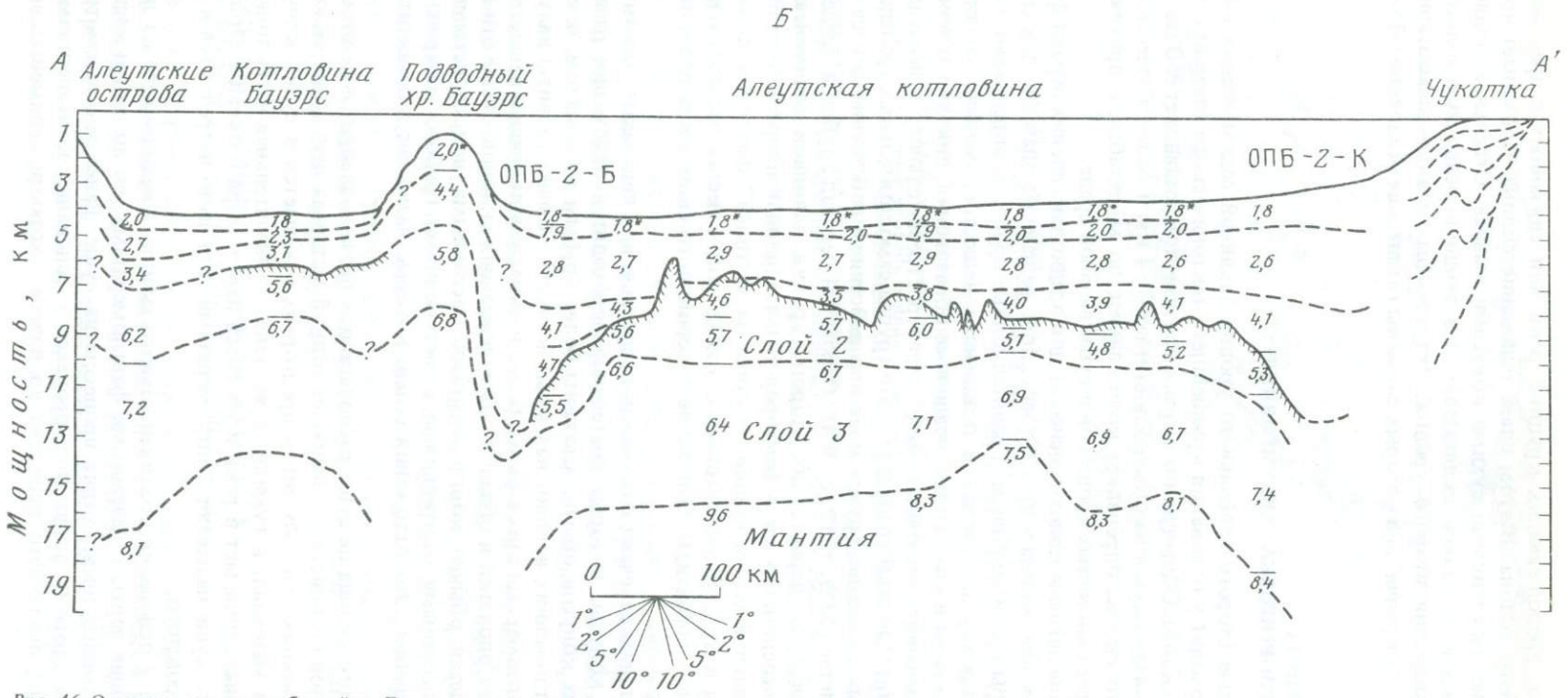


Рис. 46. Осадочно-породные бассейны Берингова моря и мощность осадочного чехла (в км) [Гнибиденко, 1981]

А – мощность осадков, проведены изопахиты 1,3 и 5 км, заштрихованы ОПБ с мощностью осадочного чехла более 5 км (максимально – более 10–15 км)

Б – меридиональный разрез через Берингово море от Чукотки до Алеутских островов (положение см. на рис. *А*) по сейсмическим данным [Cooper et al., 1979]. Цифры – скорость звука в км/с. Выделяются верхняя часть осадочной толщи (1,5–2,0 км/с, менее уплотненная и нижняя более уплотненная 3,5–4 км/с. Осадочная толща подстилается океанской корой: слой 2 океанской коры со скоростью 5,0–6,0 км/с и слой 3 океанской коры со скоростями 6,6–7,2 км/с. Ниже – породы мантии – скорости 7,5–8,2 км/с. Видны два крупных осадочно-породных бассейна второго уровня; ОПБ-2б – Бауэрса и ОПБ-2-К – Корякский

водных конусов выноса, продолжающих крупные реки или связанных с дренажной системой континентального склона. В этом плане основание склона напоминает предгорья аридных зон с многочисленными сухими конусами выноса. Отдельные подводные конусы выноса, сложно сочетаясь, складываются в мощную осадочную толщу – область лавинной седиментации второго уровня. Это как бы главные элементарные строительные единицы – "кирпичи", из которых сложены гигантские осадочные образования этого уровня.

ЭТАПЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА (ПОДГОТОВКА, ТРАНСПОРТИРОВКА, АККУМУЛЯЦИЯ)

Основной особенностью второго глобального уровня лавинной седиментации является то, что процесс проходит у основания крупнейшего тектонического элемента земли – континентального склона. Общая длина окраин континентов составляет 350 тыс км [Дрейк, Берк, 1978], а высота склона обычно достигает 3–4 км и более. Существование такого грандиозного склона определяет колоссальное по масштабам и протяженности глобальное развитие склоновых процессов в субаквальной среде.

Если на шельфах и в пелагиали главное значение для осадконакопления играют факторы динамические (течение, волны и др.), то на склоне решающее значение для седиментации имеют факторы гравитационные. Гравитационные процессы определяют здесь подготовку, транспортировку и отложение осадочного вещества, создают специфические структуры и текстуры и уникальные осадочные образования, диктуют генеральное направление перемещения осадочных масс – центростремительное, в пелагиаль.

По определению гравитационный транспорт – это группа самостоятельных транспортных средств, в которых движение грузов идет под действием собственного веса без приложения внешней силы (БСЭ, т. 12, с. 384). Огромный перепад глубин в пределах континентальных склонов от первого до второго уровня лавинной седиментации (3–4 км) обеспечивает господство здесь факторов гравитационной природы в отличие от обычных при нормальной седиментации "частица за частицей" факторов динамических (течение, волны и др.). В соответствии с этим в таких местах господствуют и отложения особого типа – гравититы. Основание материкового склона в морях и океанах – это царство гравититов.

На суше горным склонам отвечают отложения предгорья, или педимента: многочисленные аллювиальные конусы, которые постепенно переходят в отложения равнин. Вершины аллювиальных конусов обычно сложены более грубым материалом, чем их дистальные части. В отложениях вершин наземных конусов обычно развиты валуны, а также галечники, конгломераты с песчаным и более тонким заполняющим веществом. Это чаще всего материал оползней и обвалов с близлежащих склонов. Далее эти грубые отложения сменяются обычно конгломератами массивными или слоистыми, а также глинистыми и песчаными отложениями с включениями грубого материала – галечников, валунов, щебня. Это отложения селей, которые называют диамиктитами [Селли, 1981].

Еще дальше от горного склона на суше располагаются песчано-алевритовые отложения и, наконец, алевритово-глинистые – наиболее тонкий материал денудации склонов горных хребтов. В условиях аридных зон в предгорьях осаждается в сухих конусах выноса весь осадочный материал, в гумидных же зонах – значительная часть тонкого и растворенного материала попадает в реки и уносится ими в моря и океаны. Отложения предгорной зоны на суше называют фангломератами, они часто встречаются в разрезах геологического прошлого.

Осадочный материал у основания континентального склона – величайшего из склонов земли – имеет общие черты с наземными фангломератами, но по своим масштабам процессы здесь намного превосходят процессы на суше. Ранее мы рассмотрели только количественную сторону осадочного процесса у основания континентального склона – распределение осадочного вещества во взвеси, скорости седиментации на

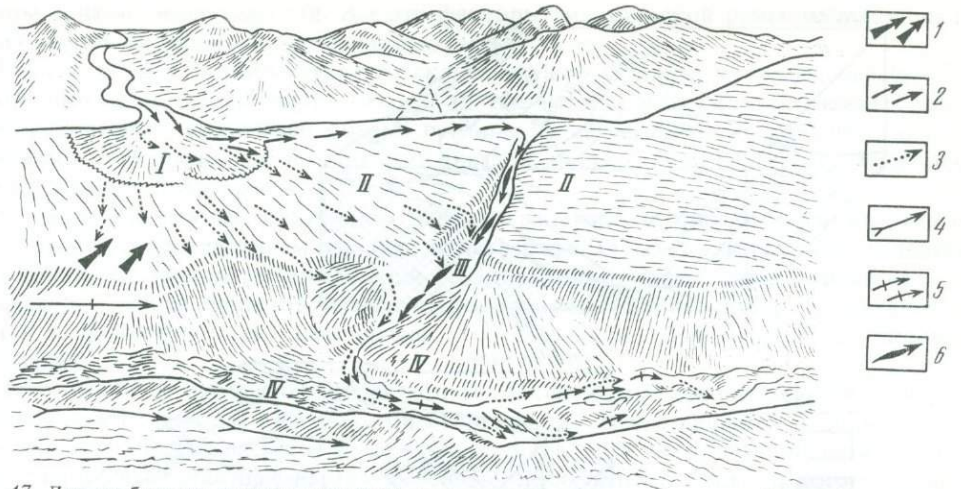


Рис. 47. Два глобальных уровня лавинной седиментации в морях и океанах. Первый – на границе река–море (дельты, эстуарии). Второй – верхний веер, собирающий осадочный материал с шельфа и верхней части склона, магистральный транспортирующий каньон, пересекающий склон, нижний аккумулятивный веер. Толстые стрелки – направление движения песчано-алевритового материала, тонкие – пелитового. Отложения внешней части конуса находятся под воздействием придонных (контурных течений), их тонкая часть перемещается на значительные расстояния вдоль основания склона и по абиссальным равнинам (по данным Мура с изменениями)

I – дельта (первый уровень лавинной седиментации); II – шельф – область питания для второго уровня лавинной седиментации; III – склон, пересеченный магистральным каньоном: область транспортировки; IV – основание склона: область аккумулятивного веера (конуса) второго уровня. Действующие факторы: *1* – направление волн, перераспределяющих материал на шельфе; *2* – вдольбереговые течения (пески, алевриты); *3* – диффузионный транзит (в основном пелиты); *4* – придонные (контурные) течения, захватывающие часть материала гравититов второго уровня; *5* – течения за пределами шельфа; *6* – перенос в каньоне (с первого на второй уровень)

втором уровне, мощности и форму осадочных образований, а также общие закономерности их внутреннего строения: модульное строение из отдельных строительных блоков – подводных конусов выноса. Развитие особого седиментационного механизма на склонах приводит к появлению особых текстур и структур, к специфике в составе и распространению осадочного вещества. Многие из этих важных особенностей упускаются или трактуются неверно, что затрудняет палео-океанологическое толкование разрезов.

Замечательной особенностью осадкообразования на втором глобальном уровне является то, что здесь на дне конечного водоема стока вновь повторяются все обычные этапы седиментогенеза: 1) мобилизации осадочного вещества; 2) транспортировки; 3) аккумуляции (рис. 47). Однако каждый из этих этапов протекает не так, как для седиментогенеза первого глобального уровня и тем более для седиментогенеза на суше. Для этого уровня характерны не только процессы дифференциации – механической и химической – но, пожалуй, в еще больших масштабах процессы смешения, интеграции осадочного материала.

ЭТАП МОБИЛИЗАЦИИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ВТОРОМ УРОВНЕ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

На первом глобальном уровне этап мобилизации осадочного материала включает процессы, протекающие в корах выветривания, механическую и химическую денудацию пород, перенос осадочного вещества речными водами, льдом и ветром. На втором уровне разрушение исходных черных пород имеет ничтожное значение: главную же роль играет захват готового осадочного вещества с первого уровня, т.е. осадочного вещества сгружающегося, как было определено ранее, на 70–90% (от всего реч-

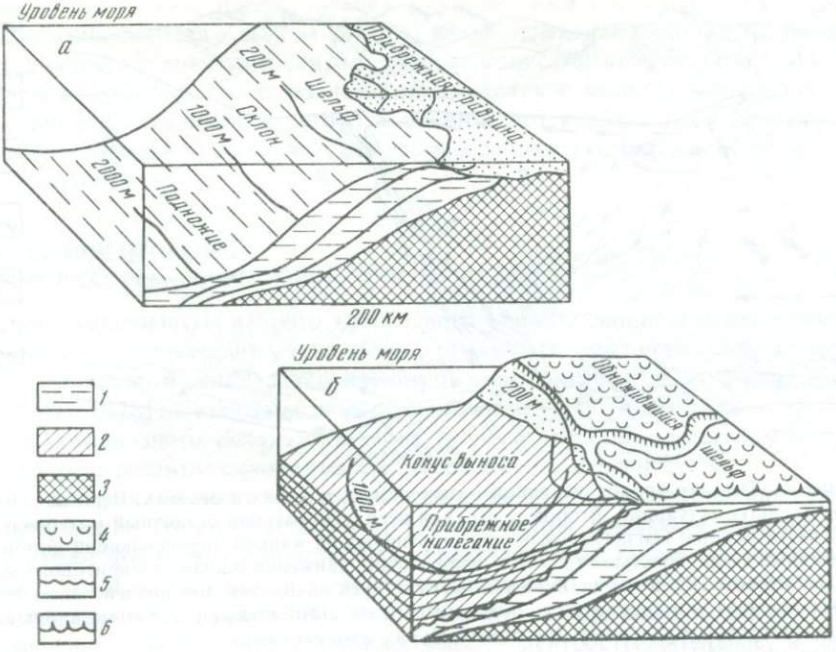


Рис. 48. Особенности осадкообразования в одном и том же регионе при высоком (*а*) и низком (*б*) положении уровней моря [Вейл и др., 1982]

1 – отложения, накопившиеся при высоком уровне моря; *2* – отложения, накопившиеся при низком уровне моря; *3* – более древние породы; *4* – отложения, оказавшиеся выше уровня моря (в субаэральной обстановке), подвергающиеся быстрому размыву; *5* – несогласие субаквальное; *6* – несогласие субаэральное

ного взвешенного стока) в устьях рек, а также в понижениях шельфов. Перенос ведется только морской водой, с водной средой связано также и незначительное в общем выветривание этого материала. Таким образом, вся история осадочного вещества на втором уровне проходит в водной среде, чем и обеспечивается его слабое выветривание, а также высокая обводненность, определяющая другую важную особенность – способность перемещаться вниз по склонам. При максимальных понижениях уровня океана (до −350 м) в геологическом прошлом в верхней части склона условия с океанических менялись на континентальные с развитием субаэрального выветривания и транспортировки, т.е. области лавинной седиментации первого уровня оказывались в это время областями денудации (рис. 48). В отдельных морях (Средиземное, Черное) снижение уровня из-за потери связи с океаном могло быть и значительно большим (до 2 км и более), что приводило к распространению условий континентальной среды на глубоководные части водоемов и склонов (в частности, приводило к накоплению толщ эвапоритов в Средиземном море в мессинское время).

Механическая денудация коренных пород под водой на этом уровне имеет малое значение, а химическое выветривание под водой также крайне незначительно. Однако отложения второго уровня по составу и текстурам далеко не аналоги отложений первого уровня (дельт и эстуариев).

Главное значение для подготовки материала здесь имеет механическое воздействие на уже отложившихся, но еще рыхлый, не сцементированный осадок, насыщенный водой и потому обычно подвижный, текущий по уклонам или срывающийся со склонов в виде цельных блоков. Исходные механические воздействия могут быть разнообразными: океанские волны и зыбь, приливо-отливные и разнообразные другие виды течений, прохождение тропических циклонов и тайфунов, внутренние волны,

волны цунами, землетрясения. Все эти факторы динамической природы дополняются более мощными гравитационными факторами.

Поскольку для континентального склона типична большая крутизна, нередко превышающая углы естественного откоса, то так же, как и для случая снежных лавин, при постепенном увеличении объема осадков на данном участке больше некоторой критической величины происходит сход обвалов, оползней, или более медленное стекание разжиженного материала.

Устойчивость откоса, сложенного рыхлым материалом, определяется, как отмечалось выше, сопротивлением сдвигу несцементированных песчаных или глинистых отложений, т.е. методами инженерной геологии может быть охарактеризована количественно. Главная подготовка масс осадочного вещества на крутых склонах заключается в постепенном его накоплении с последующим сбросом вниз по склону к основанию.

Итак, наиболее примечательными чертами обстановки осадконакопления на первом этапе седиментогенеза в областях континентального склона является сочетание огромных перепадов высот рельефа (чаще всего 3–4 тыс м) и значительной крутизны склонов с широким развитием переувлажненных, несцементированных и потому подвижных, способных стекать и сползать осадков.

Вторая важная особенность подготовки осадочного вещества состоит в прерывистости процесса во времени: с наибольшей (лавинной) скоростью он протекает тогда, когда осадочный материал, накопившийся на первом глобальном уровне (устья рек), оказывается поднятым выше базиса эрозии, что происходит при значительных снижениях уровня океана прошлого, т.е. отвечает регрессиям.

Среднее время пребывания осадочного вещества на первом уровне – первые десятки–сотни тысяч лет. ОПБ-1 периодически оказываются приподнятыми над уровнем океана, причем их рыхлые отложения быстро размываются. Об этом свидетельствует как анализ строения остатков этих тел с многочисленными следами размывов и несогласиями, что хорошо видно на сейсмопрофилограммах, так и строения осадочных тел второго уровня, где стадиям размыва ОПБ-1 соответствуют стадии лавинной седиментации в ОПБ-2. Снижение уровня ведет к тому, что значительная часть шельфа, а иногда даже и верхняя часть континентального склона, оказываются приподнятыми над уровнем океана, попадают в зону действия волн, быстро срезаются и сбрасываются вниз по склону. Понижение уровня океана приводит к более активному сбросу на нижний уровень также биогенных и вулканогенных отложений шельфа, не связанных с ОПБ-1. Образно говоря, при понижениях уровня "выметаются", очищаются от осадочного материала устья рек, а нередко и весь шельф и даже верхняя часть склона. Как большинство природных процессов, этот процесс не полный, остается небольшая часть материала в устьях рек и на шельфе (особенно в понижениях).

Реальный материковый склон – это сложнорасчлененная область, где крутые участки, обрывы чередуются с более пологими. Здесь обычны цепные реакции седиментации: при достижении каким-то блоком критической массы на наиболее крутом участке обрыва происходит срыв блока и этот толчок приводит в движение другие блоки, которые соскальзывают или быстро падают вниз по крутым склонам "прыжками" по их уступам, разбиваясь у их основания и перемещаясь с водой. Эти процессы гравитационного транспорта захватывают все большие и большие площади неустойчивых осадков склона. В конечном счете, у основания высокого многокилометрового континентального склона возникают гигантские осадочные образования. Сам механизм подготовки осадочного вещества на склонах прерывистый, чем определяется прерывистость и в осадочных толщах второго уровня. Прерывистость и цикличность (закономерное повторение в локальных или региональных масштабах) – это наиболее характерные черты седиментации на втором уровне. Они определяются цикличностью накопления (подготовки) исходного осадочного материала, который поступает на второй уровень порциями (при изменениях уровня), а также цикличностью его транспортировки, что хорошо видно, например, по прослоям турбидитов в конусе выноса Бенгальского за-

лива и Инда по данным бурения [Лисицын, 1984б; Kolla et al., 1980; Menard, 1964].

Изменения уровня океана неоднократно отмечались в прошлом; последнее из них (снижение почти на 100 м) имело место всего 18 тыс лет назад. Этапам высокого стояния уровня океана (трансгрессивным) соответствует развитие лавинной седиментации в устьях рек – на первом уровне (современный этап). Этапам снижения (регрессивным) соответствует сброс вещества с первого уровня и лавинная седиментация на втором уровне. Этот двухтактный механизм подготовки и транспортировки осадочного материала накладывает свои особенности на весь седиментационный процесс второго глобального уровня. На цикличность осадочных образований первого уровня лавинной седиментации, связанную с цикличностью паводков, многолетних и многовековых изменений (циклотипы и микроциклотипы), накладывается, таким образом, цикличность глобальная (мегацикличность), связанная с колебаниями уровня океана. Она устанавливается, в частности, по синхронным прослоям турбидитов, синхронным изменениям скорости пелагической седиментации, синхронным перерывам в разных частях Мирового океана.

Если для первого уровня лавинной седиментации важное значение имела климатическая зональность, определяющая гранулометрический и химический, а также минеральный состав продуктов выветривания, их общее количество, то на втором уровне эти факторы действуют не прямо, а опосредствованно – через отложения первого уровня, что может приводить к значительным задержкам информации (отложения предшествующего цикла первого уровня попадут на второй только при очередном снижении, т.е. с опозданием на цикл изменения уровня). Эта задержка может составлять в четвертичное время десятки и сотни тысяч, а в кайнозое и ранее – миллионы лет.

Второе важное обстоятельство касается дифференциации вещества в области подготовки осадочного материала. Если для первого уровня лавинной седиментации доминирует перенос осадочного вещества во взвеси [Лисицын, 1978], то для второго характерно господство горизонтальных перемещений отложившихся масс в гравититах, грязевых и турбидитных потоках, оползнях. Таким образом, в основном перемещаются массы обводненного осадка, обладающего свойством течь на склонах. При отделении цельных блоков-оползней механической дифференциации вещества не происходит. Слабо оно проявляется в грязевых потоках, наиболее отчетливо (при максимальных разбавлениях осадочного материала водой) – в турбидитах и контуритах. Дифференциация осадочных отложений, таким образом, растет с ростом разбавления исходного осадочного вещества водой.

Исходное вещество для всех этих процессов дифференциации – оползней, грязевых и турбидитных потоков – едино в региональных масштабах: с одним минеральным и вещественным составом, с одним исходным диапазоном частиц по крупности. Только в пределах этого установленного диапазона и может происходить дальнейшая его сортировка или смешение. В гравититах, например, в турбидитах этот материал дифференцируется с выделением более грубых слоев с градационными текстурами и илистых слоев с наиболее тонким материалом. Эти слои обычно чередуются с нормальными морскими осадками, осаждающимися у основания склона "частица за частицей" в периоды накопления осадочного вещества на первом уровне, т.е. при высоком стоянии океана (см. рис. 17).

Какой по составу и структуре осадочный материал попадает на склоны? Состав материала, так же как и его количество, определяется закономерностями океанской седиментации в целом, зависит от климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностей, от тектонической позиции того или иного склона. По генезису осадочный материал весьма разнообразен: наибольшее значение имеет терригенный материал (определяющее значение циркумконтинтинентальной зональности), в первую очередь флювиогенный (речной), а также в высоких широтах – ледовый, в аридных зонах – эоловый. Таким образом, характер поставки терригенного материала определяется климатической зональностью, этим же определяются и многие особенности его состава. Широко распространен в областях быстрой кремневой или карбонатной седиментации

также биогенный материал (панцыри диатомовых, обломки коралловых рифов, планктонные и бентические фораминиферы, обломки моллюсков и др.). Биогенный материал в ряде мест играет важную роль в сложении осадочных тел второго уровня. Наконец, в местах с вулканической деятельностью важное или определяющее значение имеет вулканогенный материал: разного рода тефра, попадающая на шельф и в область склона.

Итак, нового осадочного вещества в сколько-нибудь больших количествах в области подготовки не возникает, главное же значение имеет осадочное вещество первого уровня, которое в особенности в больших количествах поступает на склон при снижении уровня океана. Важное значение имеют и незначительные (в несколько сантиметров) снижения базиса эрозии, а при значительных снижениях происходит грандиозное перемещение осадочного вещества по вертикали в пределах 3–4 км – по масштабам крупнейшее на земле. Это общее правило имеет исключение только в местах с очень замедленной седиментацией, где сказывается поступление небольших количеств нового вещества – продуктов подводного выветривания; в частности, это отмечено для эдафогенного материала в рифтовых долинах срединных хребтов.

ЭТАП ТРАНСПОРТИРОВКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА НА ВТОРОМ УРОВНЕ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Склоны континентов – это участки со сложным расчленением рельефа. Для седиментационного процесса особое значение имеет разветвленная система русел, которые собирают (дренируют) главную часть осадочного вещества и направляют его по определенным путям вниз по склону. Эта разветвленная система в верхней своей части напоминает речную: отдельные притоки соединяются в более крупные русла и магистральные каналы. В нижней части они напоминают сухие конусы выноса предгорий суши: от магистральных русел, разветвляясь, отходят отдельные протоки, которые завершаются лопастными конусами (рис. 49). Верхняя разветвленная часть транспортной системы склона (верхний веер, направленный клином вниз) – осадкосборная, она напоминает лавиносборы суши. Средняя с крупными магистральными руслами и каньонами – транспортирующая, нижняя снова разветвляющаяся (нижний веер, направленный клином вверх) – осадкораспределительная.

Важнейшими транспортными магистралями материкового склона, а также глубоководных частей океанов являются подводные каньоны и долины. Подводные каньоны, прорезывают на сотни метров кристаллические и осадочные породы континентального склона, образуют сложноразветвленные дренажные системы, собирающие и транспортирующие осадочный материал. Их изучение началось около 50 лет назад [Shepard, 1981]. За эти годы собран огромный фактический материал, который показывает, что каньоны могут возникать под действием различных причин, но из них две являются наиболее универсальными.

1. Происхождение каньонов, несомненно, связано, по крайней мере в верхних их частях, с понижением уровня океана в прошлом на 200–300 м. При этом верхние части склона оказываются в субаэральной обстановке, и здесь реки, пересекающие пологий шельф, превращались в горные потоки, низвергающиеся по кручам континентальных склонов. Устья рек поэтому обычно совпадают по положению с вершинами каньонов. Эрозионные врезы каньонов оказались очень близкими к субаэральным (например, система хорошо изученных подводных каньонов Корсики). При регрессивном снижении уровня океана, скажем на 200–300 м, эти горные потоки-водопады, богатые осадочным материалом, не откладывали его в дельтах и эстуариях. Он весь сгружался на крутой склон, порождал оползни, пастообразные и суспензионные потоки, которые размывали не только осадки, очищали от отложений русло каньона, но и врезались в твердые породы склона. В ряде случаев целые крупные моря и участки океанов в прошлом оказывались осушенными (Средиземное море в мессинское время, южная

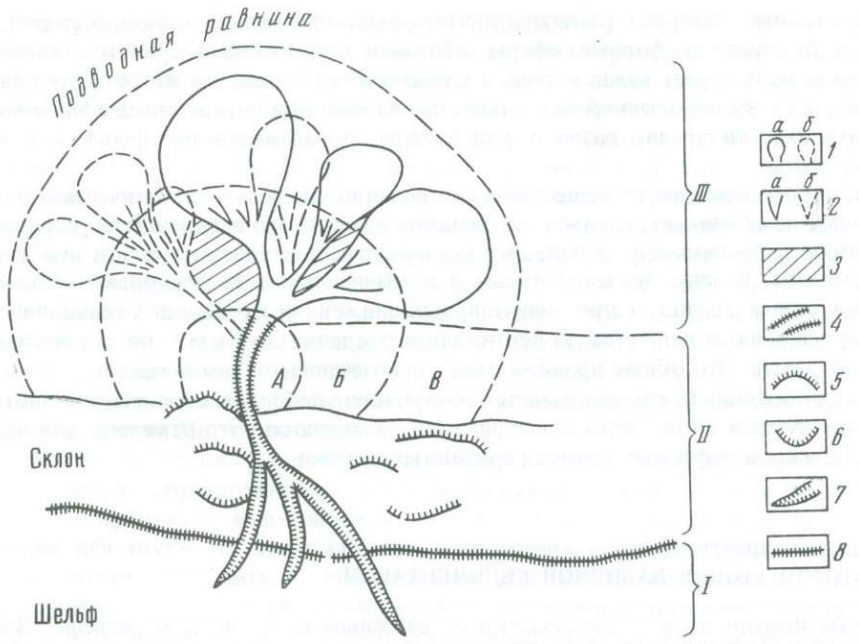


Рис. 49. Этапы подготовки, транспортировки и отложения вещества на втором уровне, строение подводного конуса выноса у основания склона [Ingersoll, 1978]

I – область питания конуса: устья рек, дельты, шельф; *II* – область транспортировки по руслам: материковый склон; *III* – область аккумуляции: основание склона. Части подводного конуса выноса: *А* – внутренняя (верхняя), *Б* – средняя, *В* – внешняя (нижняя)

1 – лопасти конуса (*а* – современные, *б* – древние, отмершие); *2* – части среднего конуса, рассеченные осадкораспределяющими каналами (*а* – активные, *б* – отмершие); *3* – участки между каналами; *4* – главный транспортирующий канал (русло); *5* – область аккумуляции оползней; *6* – область отрыва оползней; *7* – каньон и русла осадкосборные; *8* – бровка шельфа (граница ЛС-1 и ЛС-2)

половина Атлантики), о чем говорят толщи эвапоритов. Речные системы в таких случаях действовали как горные потоки – прорезали крутые континентальные склоны, создавая узкие ущелья-каньоны, сходные с горными.

2. Условия для размыва сохранялись длительное время: по современным представлениям многие каньоны имеют возраст в десятки миллионов лет, а наиболее древние – до 160 млн лет. Они создавались не сразу, а чаще всего очень длительное время: за это время вероятны значительные вертикальные движения и самого склона, в частности, его постоянное погружение под действием осадков, что типично для пассивных окраин. При этом русла каньонов как бы наращивались сверху в ходе погружения, а их нижние части оказывались на больших глубинах.

В ходе длительного развития часть каньонов отмирает и погребается под осадками, в других случаях эрозия развивается, иногда каньон проходит несколько этапов развития, что бывает отражено в его отложениях и морфологии. Это одна из широко распространенных не только сейчас, но и в геологическом прошлом систем подготовки (сбора в верхнем веере каньонов и долин) – транспортировки и аккумуляции (в нижнем веере) осадочного вещества, причем главных его количеств в пределах нашей планеты!

Можно выделить три механизма выноса материала из устьев рек и из береговой зоны, т.е. из области сильных течений и волнения в область захвата вершинами каньонов [Сафьянов, 1980]: 1) диффузионный, когда под воздействием волн тонкозернистый материал постепенно выходит за морскую границу береговой зоны; 2) транзитный – транспортировка течениями без промежуточной седиментации; 3) суспензионный – потоками, которые возникают на шельфе в придонном слое вследствие

штормовых волнений, резкого усиления твердого стока и др. Суспензионными потоками удаляется более крупнозернистая часть отложений волнового поля (сравнительно с первыми двумя механизмами). Суспензии представляют собой тяжелые жидкости в придонном слое, поэтому они стекают по понижениям дна и постепенно вырабатывают долины – подводные каньоны. Захват осадочного материала происходит вершиной подводного оврага – каньона или системой сходящихся, иногда пересекающихся русел (осадкосборный веер).

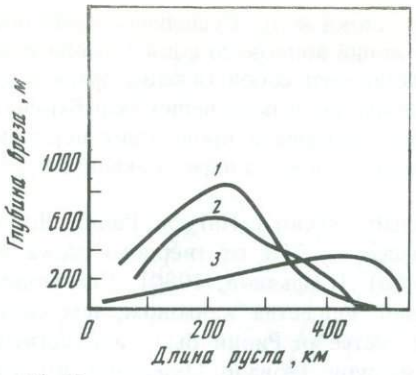
Наблюдения за каньонами рек Закавказья (Бзыбь, Кодори, Ингури, Риони, Чорох) приводят к выводу, что они захватывают не менее 50–75% от твердого стока рек (учитывая песчаную и гравийно-галечную фракции) [Сафьянов, 1980]. Чем мощнее источник осадочного материала, тем быстрее унос вещества каньоном, тем скорее вырабатывается долина каньона. Так, в 1939 г. устье р. Риони было искусственно переброшено на новое место, где каньона ранее не существовало. Оказалось, что унос осадочного материала по вновь созданному каньону составил 40%, а унос взвесей за пределы береговой зоны вне каньона – 55% от твердого стока реки.

Детально (с применением меченого песка) изучен на Черном море каньон р. Ингури [Сафьянов, Пыхов, 1981]. При этих работах было доказано, что верховья каньона – его собирающая часть – захватывают осадочный материал с шельфа (меченый песок найден в русле каньона). Разветвленная верхняя часть каньона (верхний веер) на глубинах около 120 м собирается в единое русло, ширина которого 3–5 км, а глубина вреза 250–500 м. Борта каньона крутые. На глубинах склона около 600–900 м каньон еще более расширяется и постепенно превращается в долину шириной до 10–14 км; прослеживаются лишь прирусловые валы, возвышающиеся над уровнем долины на первые десятки метров. С этих глубин начинается разветвление единой долины на ряд русел, расходящихся радиально, т.е., судя по морфологии, начинается область преимущественной аккумуляции – подводный конус выноса р. Ингури (нижний веер). В конусе выделяется несколько лопастей. Подводный каньон даже такой сравнительно небольшой реки, как Ингури, – это грандиозное образование. Четко видны его собирающая часть (до глубины 300 м), или верхний веер, транспортная – собственно каньон (от 300 до 1000 м) и аккумулирующая (более 1000 м) (или нижний веер) части.

ЭТАП АККУМУЛЯЦИИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ. КОНУСЫ ВЫНОСА ВТОРОГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ

Отложение главной части осадочного материала материкового склона происходит там, где резко снижается живая сила разнообразных потоков, переносящих осадочное вещество вниз по склону. Поскольку, как указывалось, для развития таких потоков решающее значение (при прочих равных обстоятельствах) имеет крутизна склона, то практически весь осадочный материал сгруживается в наиболее пологой нижней части склона, где он переходит в пелагические равнины, а также на пологих участках склона, где возникают "осадочные карманы". Здесь, как и в предгорьях суши, развиваются многочисленные конусы выноса, связанные вверх по склону с питающими каньонами и руслами (рис. 50).

Верхние их части, обращенные к склону, сложены обычно более грубым материалом, перемещающимся на меньшие расстояния: здесь концентрируется материал осыпей и обвалов, крупные блоки оползней. По направлению к дистальным частям конусов вещество становится более тонким, в нем уже мало грубообломочного материала, зато широко развиты пески и алевриты, а также глинистые отложения (рис. 51). Еще дальше проникают только алевриты и тонкий глинистый материал. Часть тонкого алеврита и глинистого материала, как будет показано, под действием придонных течений переносится на значительные расстояния. При выявлении положения древних склонов имеют в виду то, что острие (клин) конусов с наиболее грубым материалом обращено в сторону древнего склона.



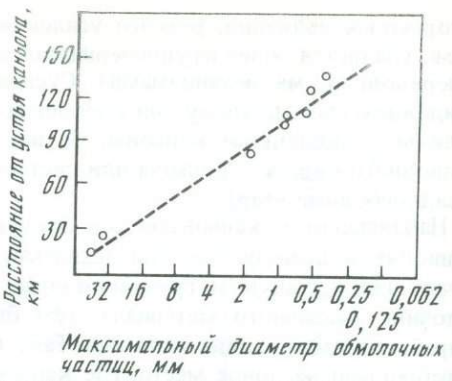


Рис. 50. Изменение глубины вреза русел подводных конусов выноса в зависимости от их длины [Stow, 1981; Menard, 1964]

1 – центральное русло конуса р. Св. Лаврентия; *2* – западное русло р. Св. Лаврентия; *3* – русла конусов Тихого океана

Рис. 51. Изменение максимального диаметра частиц обломочного материала в подводном конусе Астория у берегов Калифорнии в зависимости от расстояния от устья каньона [Nelson, Nilsen, 1974]

В системе каньон–русло–конус, таким образом, происходит очень слабая, но ощутимая дифференциация исходного осадочного вещества по крупности – механическая дифференциация гравититами. Она значительно слабее дифференциации под влиянием динамических факторов, которая возникает в ходе нормальной седиментации. Химическая дифференциация здесь не идет совсем. Ведущая роль гравитационных факторов на втором уровне ограничивается со стороны океана дистальными частями конусов, сложенными наиболее тонким материалом. Здесь сила гравитации затухает, и на осадочное вещество со все возрастающей мощью воздействуют динамические факторы (течения, внутренние волны и др.) [Лонгинов, 1973; Хворова, 1978; Конюхов, 1982].

Под действием придонных течений дистальная часть конусов часто деформируется – вытягивается по направлению течения или даже теряет сплошность и откладывается на некотором расстоянии от конуса выноса в виде отдельного осадочного хребта. Эти образования, связанные с силой и длительностью придонных (контурных) течений на дистальные части конусов, относят к особому классу осадочных образований – контуритов. Они возникают главным образом за счет облаков тонкого материала, окутывающих потоки гравититов, являются как бы самой тонкой и подвижной их частью. Однако имеются свидетельства того, что в некоторых случаях контуриты могут возникать и за счет размыва внешних частей подводных конусов выноса [Asquit, 1979].

Осадочно-породные бассейны второго уровня (ОПБ-2) – это конечная часть системы верхний веер–каньон–конус, они составлены, таким образом, отдельными конусами выноса, сложно меняющимися, перекрывающимися в пространстве и времени. Главные области аккумуляции осадочного вещества (самые крупные подводные конусы выноса) по пространственному положению, в общем, отвечают главным современным или древним областям поставки – дельтам и конусам выноса первого уровня, но отделены от них по вертикали на 3–5 км. Поэтому можно говорить о седиментационной системе второго уровня, где имеются свои области подготовки и сбора осадочного материала, своя система транспортировки и свои аккумулятивные образования, но само существование этой системы, ее масштабы определяются условиями первого уровня лавинной седиментации.

Отдельные конусы выноса сливаются в крупные осадочные тела у основания склона – пояс лавинной седиментации второго глобального уровня. Конусы, как было отмечено, это "штучные строительные детали", из которых монтируются более крупные постройки – осадочные тела, приобретающие обычно вытянутую вдоль склона

форму; их мощность достигает 10–15 км. Эти огромные и гигантские ОПБ-2 только на первый взгляд кажутся едиными: они состоят из отдельных конусов-модулей разных размеров, т.е. это своеобразные "склады конусов".

Так же как и при отложении в области лавинной седиментации первого уровня, массовое накопление осадочного вещества на втором уровне компенсируется изостатическим прогибанием. В тех случаях, когда это прогибание полное, образуются в разрезе линзообразные тела, если неполное (при тектоническом сжатии на пассивной окраине – границе плит или границе континентальная–океанская кора в пределах одной плиты) – образуются клинообразные в разрезе тела; широкая сторона клина обращена к континенту.

Процессы, приводящие к возникновению конусов выноса, слагающих осадочную толщу второго уровня и определяющие особенности размещения осадочного вещества и его состава, тесно связаны с гравитационным механизмом перемещения осадочного вещества.

МОДЕЛИ ПОДВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА

Подводный конус выноса (фен) (рис. 52) в плане представляет собой осадочное образование конусовидной (дельтовой) формы, образованное терригенным (реже карбонатным, кремнистым или вулканогенным) материалом у основания материкового (или островного) склона в результате движения осадочного материала вниз по склону. В сложении конусов главное значение имеет материал оползней и обвалов (особенно в верхней части конуса), потоков разжиженного осадочного материала (типа наземных селей), турбидитов, а во внешних частях – и контуритов. Эти отложения гравититов чередуются по вертикали с нормальными гемипелагическими осадками (отложения "частица за частицей"). Такие этапы накопления нормальных осадков отвечают повышениям или стабильному состоянию уровня океана, т.е. это пелагические аналоги трансгрессивных толщ.

По размерам подводные конусы выноса меняются в широких пределах – от малых (протяженностью менее 1 км, а нередко и сотни метров), больших (протяженностью в сотни километров) и до гигантских (более 1 тыс. км). Мощность осадочной толщи в них меняется также очень значительно – от сотен метров до максимальных известных значений около 15–16 км. Возраст осадочной толщи в конусах выноса достигает десятков, а иногда и более сотни миллионов лет. Крупность осадочного материала также весьма разнообразна – от крупных каменных глыб, щебня, гальки и гравия до тонкого пелитового вещества. Широкое распространение песчаных и алевритовых прослоев-коллекторов вместе с достаточно высокими содержаниями органического вещества в отложениях делают их, как отмечалось, перспективными на нефть и газ. Время построения конусов выноса определяется возрастом материкового склона и меняется от нескольких миллионов до более 100 млн лет (конус выноса Св. Лаврентия) [Stow, 1981].

Осадочный материал, поступающий на шельф из рек, а также за счет таяния ледников (в деловых зонах или при оледенениях – в умеренных), деятельности организмов или извержений вулканов состоит из различных по крупности частиц – от грубообломочного до тонкого пелита. Перенос его через шельф осуществляется или через дельту, если она выходит к краю шельфа, или по подводным каньонам, долинам и другим понижениям на шельфе. Движущая сила: волновые, приливо-отливные и иные движения вод. Этими разными путями обеспечивается поступление материала на край шельфа, в область крутого и высокого материкового склона. Вниз по склону-обрыву осадочный материал перемещается уже оползнями или гравитационными потоками (при высоком отношении осадок : вода), а также в виде суспензий. Разбавление осадочного вещества водой обычно последовательно возрастает при движении его вниз по склону. Перемещения эти обычно не постоянные, а периодические, большое значение имеет срыв отложившихся в верхних частях склона масс осадоч-

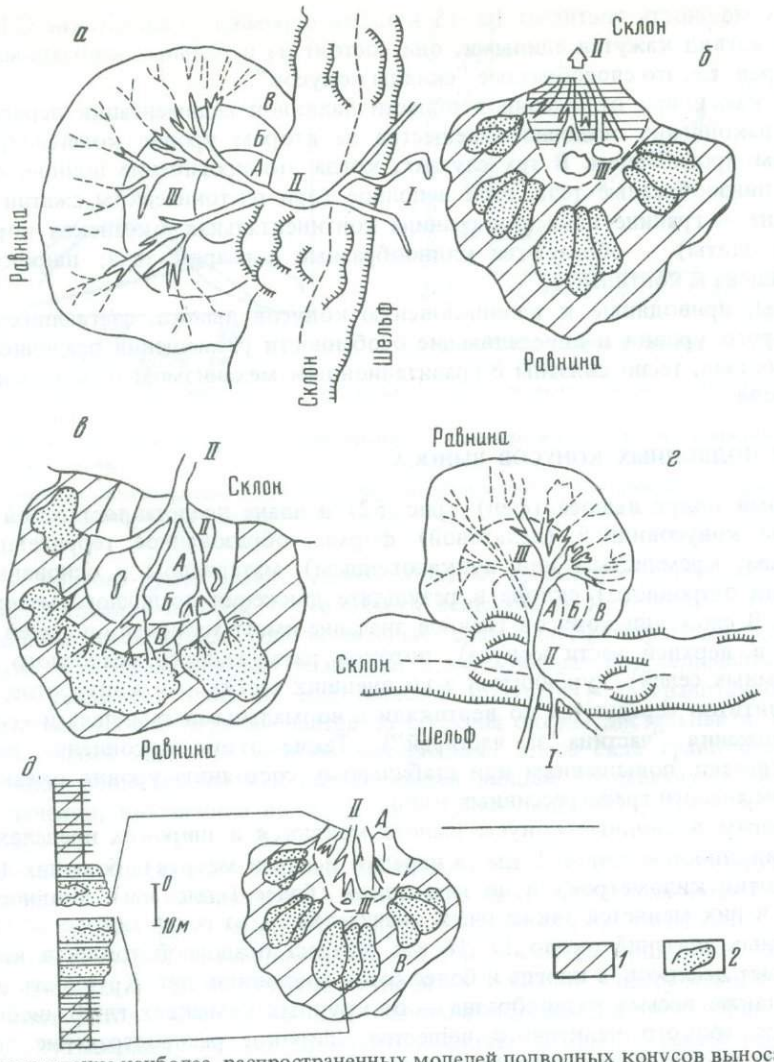


Рис. 52. Сопоставление наиболее распространенных моделей подводных конусов выноса

а – модель Мутти и Риччи-Люччи [Mutti, Ricci-Lucchi, 1972]; *б* – модель Мутти [Mutti, 1977]; *в* – модель Мутти и Чибаудо [Mutti, Chibaudo, 1972]; *г* – модель Риччи-Люччи [Ricci-Lucchi, 1975]; *д* – модель Мутти и Риччи-Люччи [Mutti, Ricci-Lucchi, 1974]. На рис. *д* (слева) показаны типовые разрезы в русле верхней части конуса (верхний разрез) с уменьшением мощности и крупности материала вверх по разрезу и песчаной лопасти (нижний разрез) с увеличением крупности и мощности отложений также вверх по разрезу. I – верхний веер (осадкосборный конус); II – магистральный транспортный канал; III – нижний веер (конус), аккумулятивный. Части аккумулятивного конуса выноса: *А* – внутренняя, *Б* – средняя, *В* – внешняя

1 – межрусловые пространства конуса; *2* – песчаные лопасти

ного вещества (обвалы, оползни). Как правило, такие срывы приводят к возникновению пастообразных потоков (типа наземных селей), а при большем разбавлении водой – суспензионных потоков, которые собираются по верхней дренажной системе конуса выноса и переносятся далее по руслам-каньонам вниз по склонам. Выходя на океанскую равнину, они постепенно теряют живую силу, аккумулируются в виде конуса. В системе подводная долина–конус выноса удается выделять области подготовки (питание), транспортировки и аккумуляции. Область питания конуса выноса можно сопоставить с водосбором наземных речных систем или лавиносборных бассейнов, о ней говорилось ранее [Лисицын, 1974].

Под этой областью располагается транспортная часть конуса – система магистральных каналов (долин, русел, каньонов). Она переходит в область аккумуляции в верхнюю часть конуса выноса, которая прорезана одним или несколькими каналами, а также системой более мелких каналов и рукавов. По морфологическим и литолого-фациальным признакам в пределах осадочного тела конуса удается выделить три части: верхнюю, среднюю и нижнюю. Для верхней части конуса выноса типично преобладание переотложения и эрозии с очень ограниченным осадкообразованием. Это как бы "промежуточный склад" конуса выноса. Здесь преобладает самый грубый материал, широко развиты отложения обвалов и оползней.

Средняя часть конуса выноса обычно прорезана руслами и ответвлениями и состоит из тонкодисперсных отложений с более грубыми, которые отвечают тальвегам русел (чаще всего пески, но в ряде случаев и гравий). Руслами эта часть конуса делится на отдельные участки (межрусловые области). Дно русел бывает врезано или, наоборот, приподнято над уровнем данной части конуса (над уровнем межрусловых областей), что соответствует направленности развития русел (приподнятые над уровнем дна и окруженные прирусловыми водами – при затухании подставки материала, глубоко врезанные – при активной его поставке, омоложении каньона).

Главная часть материала осаждается как в средней части подводного конуса (супрафене), так и в нижней. Средняя часть конуса выноса обычно наложена на более древние его участки. Здесь суспензионные потоки разделяются на серию каналов-ответвлений, которые представляют собой распределительную систему конуса выноса. Частично осадочный материал, движущийся по этим распределительным руслам, выплескивается из них, откладывается в пределах супрафена, а основная масса уходит в лопасти нижней части конуса выноса. В нижней части преимущественно накапливается тонкозернистый материал и львиная доля песков, т.е. в целом это главная область аккумуляции. Выделяется характерная морфологическая черта этого аккумулятивного сооружения – образование конечных лопастей, которые развиваются на очень пологой выровненной поверхности нижней части конуса выноса. Русловой перенос сменяется здесь плоскостным. Далее начинается постепенный переход к абиссальным равнинам.

Пески и более грубые осадки концентрируются, как отмечено, в каналах и каньонах, давая нередко мощные слои, а также в лопастях, где они образуют тонкие слои (тонкие пески с алевритом). Песчаный и алевритовый материал на больших площадях становится более тонким и хуже отсортирован при движении вниз по склону (на сотни километров), а также на десятки километров в направлении поперек конуса выноса или на немногие сантиметры – по вертикали. В конусах выноса выделяются, таким образом, латеральные ряды фаций, закономерно сменяющие одна другую от верхней части конуса к абиссальным равнинам. Поскольку исходный материал конуса выноса, как отмечалось, обычно единообразен по составу для всей толщи осадков, то для выявления фаций решающее значение имеют текстурные признаки. Так для более крупнозернистого материала (пески, алевриты) в верхней части конуса, где он концентрируется в руслах каналов, типичны мощные, неправильной лентообразной формы прослои с косой слоистостью, полосчатые. Далее вниз по склону (в средней части конуса) и по мере удаления от каналов слои становятся более тонкозернистыми, правильными. В нижней части конуса выноса обычно чередование слоистых алевритовых отложений с тонкозернистыми песками; обычны градационные текстуры. В самых нижних и удаленных от склона частях конуса выноса характерно чередование отложений конуса с гемипелагическими глинами и контуритами (суспенситами). Контуриты обычно приносят тонкий материал (глинистые контуриты). Чаще всего это достаточно мощные отложения монотонных глин без следов слоистости с редкими песчано-алевритовыми прослоями. Латеральные ряды фаций в конусах дополняются еще вертикальными, которые сменяются в общем, в соответствии с правилом Вальтера, хотя бывают и "перескоки", связанные с контрастностью гравититов.

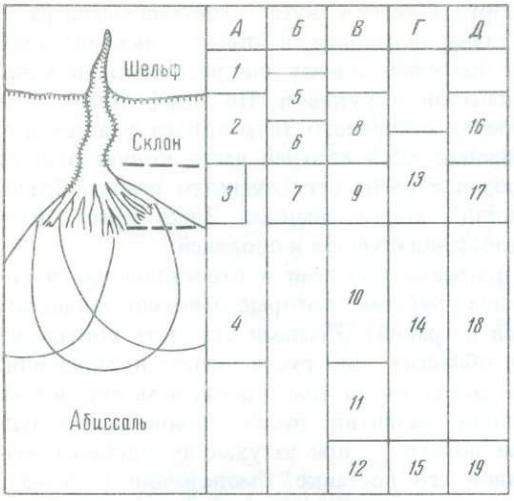


Рис. 53. Сопоставление моделей современных и древних конусов выноса по фациальным и морфологическим признакам [Ingersoll, 1978]

А – модель Нормарка [Normark, 1974]: *1* – каньон; *2* – обвалованные долины в верхней части конуса; *3* – сеть распределяющих русел; *4* – область супрафена. *Б* – модель Ханера [Haner, 1971]: *5* – область валов верхней части конуса; *6* – область меандров средней части конуса; *7* – область шнурковых залежей нижней части конуса. *В* – модель Уолкера и Мутти [Walker, Mutti, 1973]; *8* – обвалованные русла внутреннего конуса; *9* – прорезанная руслами часть супрафена; *10* – лопастная часть супрафена, *11* – внешняя часть конуса; *12* – абиссальная равнина. *Г* – модель Мутти и Риччи-Люччи [Mutti, Ricchi-Lucchi, 1974]: *13* – распределительная часть системы (внутренний конус, рассеченный руслами); *14* – внешняя надстраивающаяся часть конуса – внешний конус; *15* – абиссальная равнина. *Д* – модель Риччи-Люччи [Ricchi-Lucchi, 1975]: *16* – внутренняя часть конуса; *17* – средняя часть; *18* – внешняя часть; *19* – абиссальная равнина

Возникновение крупных подводных конусов выноса, в составе которых решающую роль играют гравититы, возможно при сочетании нескольких факторов: 1) поступление к краю шельфа значительных количеств осадочного материала на протяжении длительного времени; 2) наличие на шельфе и склоне системы подводных каньонов, которые, соединяясь, образуют как бы воронку, концентрирующую этот материал с большой площади верхней и средней части склона в одной точке у его основания; 3) угол наклона поверхности, на которой развивается конус выноса в сторону океана. Немаловажную роль играют количество, гранулометрический и вещественный состав поступающего материала, которые определяются климатической зональностью, особенностями рельефа и геологического строения водосбора. Чем крупнее материал, тем он инертнее, тем большую роль в его перемещении на большие расстояния вниз к основанию материкового склона играет гравитационный фактор. Чем ниже скорость седиментации и влажность, тем менее подвижны осадки склона.

В настоящее время могут быть описаны группы моделей конусов выноса у основании континентального склона, которые предполагают выделение горизонтальных и вертикальных рядов фаций, отражают последовательность и закономерности развития конусов (рис. 53).

1. В ряде работ Нормарка [Normark, 1970, 1974, 1978] предлагается модель трехчленного деления конусов. Эта модель была создана на основе изучения небольших, четко выраженных фенов у берегов Калифорнии и хорошо отражает их строение в глубоководных областях океана. Выделяется верхняя, средняя и нижняя части конуса выноса, где склон выполаживается и конус постепенно переходит в отложения океанских равнин.

2. По данным изучения древних конусов выноса в Апеннинах и Альпах были разработаны модели Мутти и Риччи-Люччи [Mutti, Ricci Lucchi, 1972, 1974; Ricci Lucchi, 1975; Mutti, 1977]. Они широко используются при изучении флиша. В верхней части конуса выноса выделяются подводящие каналы и участки, расположенные между каналами.

Эта модель приложима к крупным и средним по размерам осадочным телам, образовавшимся на больших глубинах.

3. Модель Уолкера [Walker, 1967, 1970, 1975, 1976, 1978] учитывает данные двух первых моделей и комбинирует их. Кроме того, она предусматривает наступление и отступание конусов выноса в зависимости от объема поставки осадочного вещества, т.е. не является равновесной, как две первые модели. Это, по-видимому, наиболее

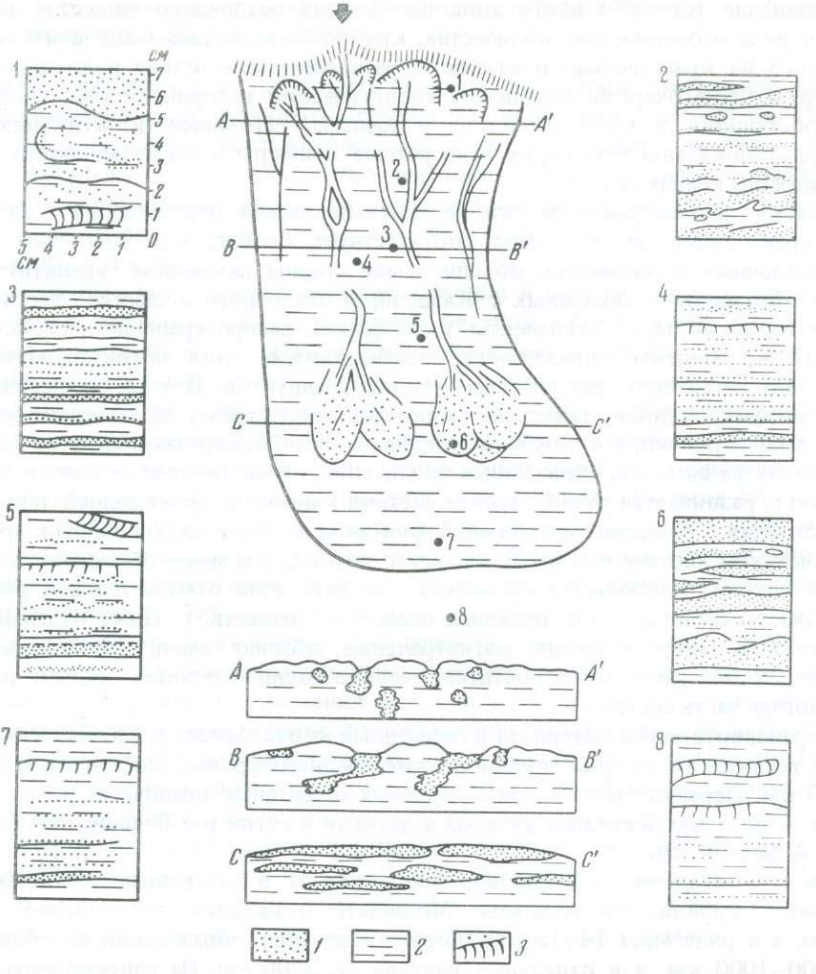


Рис. 54. Модель строения крупных и средних подводных конусов и текстур осадочных отложений. Размеры конусов: радиус от 250 до 2500 км, ширина русел от 5 до 25 км. Схема построена на основании изучения конусов выноса Св. Лаврентия и др. [Stow, 1981]

Типы осадков: *1* – пески и алевриты; *2* – пелиты; *3* – следы биотурбации

Цифрами показано положение колонок на среднем рисунке. Текстуры осадочной толщи верхнего (*1, 2*), среднего (*3–6*) и нижнего (*7–8*) конусов. На разрезах верхнего, среднего и нижнего конусов (АА′ – СС′) видна песчано-алевритовая дренажная система конуса

удачная модель развития малых и средних конусов выноса, развивающихся в условиях небольших глубин.

4. Модель Стоу [Stow, 1981] разработана на примере изучения конусов выноса р. Св. Лаврентия и конусов у основания Большой Ньюфаундлендской Банки. Эта модель приложима к крупным конусам выноса длиной в сотни и тысячи километров (Бенгальский, Инда, Миссисипи и др.), в сложении которых главную роль играет тонкий пелитовый материал. Данная модель приложима, таким образом, к условиям глубоководных крупных и древних поясов (рис. 54).

Конусы выноса (фены) являются наиболее широко распространенным, но не единственным типом осадочных образований второго уровня. Встречаются также отложения, связанные не с русловыми процессами на склоне, а с плоскостным смывом, с перемещением осадочного вещества по вертикали в форме цельных блоков (обвалы, оползни, камнепады).

Преобладание того или иного типа накопления осадочного вещества зависит от сочетания ряда особенностей: количества, крупности и состава осадочного материала, подаваемого на край шельфа и на склон, расчлененности склона подводными каньонами, что, в свою очередь, зависит от геологической истории склона, гидродинамической обстановки в области склона и шельфа, сейсмичности, вулканизма и др. Далее будут показаны некоторые конкретные примеры и закономерности формирования таких осадочных тел.

Поскольку на материковом склоне главным видом перемещения материала являются гравитационные, которым соответствует особая, как мы уже говорили, группа осадочных образований, объединяемая общим названием "гравититы" (в отличие от образований, связанных с осаждением осадочного вещества "частица за частицей" в толще воды – "суспенситы"), то форма, распространение и свойства таких отложений во многом определяются особенностями этих потоков. Материковый склон – это гигантская фабрика всех видов гравититов. Потоки их всегда тяжелее воды, и потому, подобно тяжелым жидкостям, они стремятся заполнять понижения склона, концентрируются в ложбинах и каналах склона, нередко первично тектонических. Поэтому на склонах, обнаженных длительное время (иногда десятки и сотни миллионов лет), развивается разветвленная система каналов и русел, выработанных гравититами, сходная с речными системами. Гравититы, безусловно, способны к эрозии. Она тем сильнее, чем плотнее и тяжелее вещество потока, чем менее обводнены и чем выше скорости потока. Наибольшее количество разветвлений отмечается в верхней части склона (часть системы, улавливающая осадочное вещество). Ниже отдельные русла соединяются в более крупные, магистральные, обычно очень глубоко врезанные; основания склона чаще всего достигает только один крупный каньон или русло (транспортная часть системы).

Так, транспортировка материала в подводный конус выноса р. Св. Лаврентия обеспечивается гигантским руслом глубиной ниже среднего уровня дна на 1 км и шириной более 10 км. Перепад высот в этих коротких подводных осадочных реках от истока до устья – до 5 км, а средние уклоны в десятки и сотни раз больше, чем в наземных реках (см. рис. 39, 40).

Количества осадочного вещества, заключенного в осадочных тороидах второго глобального уровня, колоссальны. Мощность осадочных тел обычно достигают 8–10 км, а в ряде мест 14–16 км. Ширина осадочных образований колеблется в пределах 100–1000 км, а в отдельных случаях до 2500 км. На современном этапе высокого стояния уровня океана главная часть осадочного вещества накапливается не в этих тороидах, а в эстуариях и дельтах рек (на первом уровне), и в океан почти не поступает. В этом убеждает и анализ приустьевых областей и независимо анализ скоростей седиментации в верхних слоях отложений подводных конусов выноса, а также на прилежащих к конусам аллювиальных равнинах. По прямым определениям автора методом абсолютных масс, в область лавинной седиментации второго уровня проникает на современном этапе всего около 10–20% от твердого стока рек. Иная картина складывалась в прошлом, когда уровень океана неоднократно опускался на 100–300 м, когда происходил размыв осадочных образований первого уровня и массовый их переход на второй (см. рис. 48). В это время темпы поступления осадочного вещества на второй уровень возрастали в десятки и сотни раз. Скопление осадочного вещества в дельтах и эстуариях, а также на шельфе – это, таким образом, как бы промежуточный этап ("промежуточный склад") для окончательного перемещения вещества к местам его постоянного хранения на втором глобальном уровне при общем снижении уровня океана.

ОСОБЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА И ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ

Механизмы перемещения осадочного вещества на втором глобальном уровне лавинной седиментации до недавнего времени были изучены очень слабо. Ниже приводятся данные новых исследований, которые позволяют установить основные классы перемещения осадочного вещества, распространение разных видов перемещений в пространстве и времени, что позволяет правильно интерпретировать их при изучении в разрезах древних пород, где отложения второго глобального уровня широко распространены.

Уже отмечалось, что большая крутизна склонов в сочетании с огромными перепадами глубин и широким распространением осадков, обводненных, т.е. подвижных, способных перемещаться на нижние батиметрические уровни, определяет развитие на склонах особых механизмов перемещений осадочного вещества. Седиментация из взвесей – суспензий, которые сортируются под влиянием динамических факторов и формируют отложения суспенситов, сменяется здесь седиментацией из гравитационных потоков. В них главный агент перемещения осадка – гравитационная сила, поэтому отложения таких потоков называют гравититами. Для всех них характерна привязка к поверхности дна, они движутся как тяжелые жидкости вниз по уклону дна, нередко вызывают эрозию его поверхности. Вертикальная протяженность потоков, определяющая запас живой их силы, обычно не превышает десятков или первых сотен метров, самых крупных – до 3–5 км.

Этот процесс перемещения в осадочном веществе гравититами идет, таким образом, вне зависимости от систем поверхностных, промежуточных или даже глубинных течений. Главное направление движения потоков всех видов – по уклону дна, т.е. центростремительное, с некоторыми отклонениями, связанными с рельефом или придонными течениями. Отклонения течениями тем больше, чем больше обводненность осадка, чем более тонкие фракции осадка находятся в движении, чем сильнее течение.

Нормальная седиментация "частица за частицей", как показывает изучение осадочных толщ второго уровня, имеет здесь подчиненное значение, она проявляется в периоды затухания действия гравититов. Не будет преувеличением сказать, что область континентального склона – это царство гравититов, а его подножие (ОПБ-2) – это глобальная "копилка" разнообразного материала, принесенного гравититами.

КЛАССЫ И РЯДЫ ГРАВИТИТОВ

Гравититы (отложения автокинетических потоков) подразделяются по реологии, механизмам влечения и текстурам отложений на несколько классов [Dott, 1963; Nardin et al., 1979; Karlsrud, Edgers, 1980; Marine slides..., 1980; Хворова, 1978; Lowe, 1982]. Главных класса четыре: 1) потоки без нарушения сплошности осадочного массива (обвалы, оползни) или с частичным нарушением; 2) потоки разжиженного осадочного материала с ламинарным течением; 3) турбулентные мутьевые потоки (турбидитные или суспензионные потоки); 4) тесно связанный с этими тремя основными классами переходный гравититы – суспенситы, так называемые контуриты, которые питаются осадочным материалом гравититов.

Границы между этими классами гравититов, как увидим, постепенные. Более того, удается выделить ряды последовательного развития гравититов в зависимости от обводненности исходного осадочного вещества, его реологических свойств. Общая их направленность – рост разжижения при увеличении обводненности. При минимальных разбавлениях осадка водой перемещение идет в виде цельных блоков – обвалов или оползней. При разбавлении материала оползня дополнительными порциями воды (например, при движении оползня по крутым склонам, его падениях с обрывов континентального склона) возникает подвижная масса глинистого вещества с более крупным материалом, сходная с наземным селем. Она несет грубый материал и движется

со значительной скоростью, обладая большей разрушительной силой. При дальнейшем разбавлении вещества селей водой в ходе движения по континентальному склону происходит смена ламинарного движения на турбулентное, характерное для следующего класса гравитационных потоков – суспензионных. Наконец, наиболее тонкая фракция суспензионного потока еще больше разбавляется водой и становится сходной с обычными седиментитами. Но в отличие от последних питание идет за счет гравититов, а перенос вещества идет не на поверхности океана и не в толще его вод, а только у дна (слой повышенной мутности – нефелоид). Это, таким образом, переходное образование гравитит–суспенсит. В местах снижения скорости контурных течений происходит выпадение осадочного вещества с образованием осадочных тел (контуритов), иногда крупных осадочных хребтов. В других случаях контурные течения только отклоняют внешние части подводных конусов выноса, сложенные турбидитами (ромбовидные холмы у основания склона Северной Америки), или переносят тонкий материал на небольшие расстояния от них.

В таких естественных рядах гравититов, развивающихся при движении вниз по континентальному склону, происходит закономерная и направленная смена их классов от первого до четвертого (по мере роста разбавления исходного осадочного вещества водой). Это ряд перехода от гравититов разных классов к суспенситам, которые возникают при максимальном разбавлении. В природе имеет место и обратный ряд – от суспенситов к гравититам (при увеличении концентрации осадочного вещества в воде). Такой ряд будет рассмотрен далее.

Границы между различными классами гравититов отвечают границам физических свойств гравитационных осадочных образований (потоков) и видов движения. При пластическом течении влажность недостаточна для перехода к пределу текучести (движение ламинарное). Для перехода от пластического течения к вязкому (жидкому) необходимо увеличить содержание воды. С ростом влажности преодолевается предел пластичности и гравитационные массы начинают двигаться как вязкие жидкости, в которых преобладают турбулентные (а не ламинарные) движения. Понятно, что для наиболее распространенных в океане илистых отложений переход от пластичного к вязкому движению связан с ослаблением сил коллоидных связей, которое возникает при увеличении содержания воды. При движении в пределах вязкой текучести слоистость отложений сохраняется, хотя и значительно деформируется. Сохранность ее тем хуже, чем более разжиженным делается поток. Это нарушение происходит в грязевых потоках и особенно в потоках с вязким течением (разбавленных).

Консистенция конкретных глинистых отложений (определенного гранулометрического, минерального и химического состава) зависит от влажности, причем изменение свойств в зависимости от влажности происходит двумя скачками, которые называют пределом текучести и пределом пластичности.

Предел текучести ($W_т$) отвечает той влажности, при которой даже при незначительном повышении влажности глинистая порода (осадок) переходит из пластичного в вязкотекучее состояние.

Предел пластичности ($W_р$) отвечает влажности, при которой полутвердая порода (осадок) переходит в пластичное состояние. Таким образом, при постепенном добавлении воды к нарушенным отложениям они проходят сначала предел пластичности, а затем предел текучести. Между этими двумя состояниями осадок находится в пластичном виде, т.е. под действием внешней силы он может принимать различную форму и сохранять ее после устранения этой силы. Интервал влажности, при котором осадок сохраняет пластичное состояние (т.е. при изменении влажности от числа пластичности до числа текучести), называют числом пластичности ($I_п$) $I_п = W_т - W_р$. Все три показателя выражаются в процентном содержании воды в осадке. Таким образом, в зависимости от содержания воды меняется и консистенция осадка (породы). Он может быть твердым и ему соответствует твердая консистенция ($W_р > W$), полутвердым (полутвердая консистенция $W_р \approx W$), пластичным (соответствует вязкопластичная

консистенция, а при дальнейшем увлажнении – жидкопластичная ($W_т > W > W_р$) и текучим (соответствует вязкотекучая и жидкотекучая консистенция ($W_т \approx W$ и $W > W_т$).

Показатель консистенции (B) зависит от влажности W, влажности на пределе пластичности ($W_р$), числа пластичности $I_п$ и определяется по формуле [Ломтадзе, 1970]

$$B = \frac{W - W_р}{I_п}.$$

По показателю консистенции B к твердым породам относят породы с показателем < 0, к полутвердым – 0–0,25; вязкопластичным 0,25–0,5; мягкопластичным 0,5–0,75; вязкотекучим 0,75–1; к жидкотекучим > 1 [Ломтадзе, 1970]. Для определения консистенции глинистых пород чаще всего пользуются прямыми методами пенетрации или зондирования, применяя простой прибор с конусом определенного веса, который вдавливается в осадок. Чем больше глубина проникновения конуса в осадок, тем слабее его консистенция.

Для характеристики пластичности отложений в литературе широко используется также характеристика Терцаги и Пэка. Они для определения пластичности образцов в естественном (ненарушенном) залегании предложили вырезать из осадка цилиндры или кубы, которые затем подвергали сжатию на приборе. Консистенция по Тергцаги–Пэку считается очень мягкой для осадков, у которых прочность на сжатие менее 0,25 кг/см^2; мягкой от 0,25 до 0,5; среднежесткой (липкопластичной) – от 0,5 до 1,0; жесткой (вязкопластичной) от 1 до 2; очень жесткой (полутвердой) от 2 до 4 и чрезвычайно жесткой (твердой) – более 4 кг/см^2.

Вопросы текучести вещества изучает реология, причем в область исследований включаются как обычные (ньютоновские с низкой и высокой вязкостью) вязкие жидкости, так и аномально вязкие (бингемовские) пластичные тела, а также пластичные состояния. Для гравитационных перемещений вещества типичен широкий разброс реологических свойств – от твердого или полутвердого через вязкопластичное и мягкопластичное и далее к вязкотекучему и жидкотекучему (рис. 55). В области дельт и материковых склонов наибольшим распространением пользуются вязкотекучие и жидкотекучие отложения.

Для пластичного состояния вещества количественные оценки консистенции даются методами пенетрации (в том числе метод конуса), для текучих – более надежными методами вискозиметрии.

При ламинарном движении потока используют для определения вязкости уравнение Навье–Стокса. В вязкотекучем состоянии осадочные образования обладают отклонениями от основного закона вязкого течения Ньютона и с уменьшением содержания воды во все большей степени проявляют коллоидные связи.

В областях лавинной седиментации, гравитационного перемещения осадочного вещества именно силы гравитации определяют величину расхода осадочного материала и направление его движения. Между механизмами отложения осадочного материала из разбавленных суспензий и их гравитационным перемещением существует переход. При отложении из суспензий густота их недостаточна для изменения физических свойств заключающей их воды. Гравитационные процессы начинаются с такого момента, когда концентрация суспензий становится столь значительной, что существенно меняются свойства этой жидкой фазы: она становится тяжелее окружающей водной массы и приобретает способность перемещаться в ней, подобно тяжелой жидкости. При дальнейшем увеличении концентрации суспензии и уменьшении содержания воды все большее значение начинают иметь силы взаимодействия между частицами, которые уменьшают подвижность потоков. Таким образом, существует ряд от суспензий к гравититам: очень разбавленные суспензии → низкоплотностные турбидные потоки → высокоплотностные потоки → зернистые потоки → грязекаменные (подводные сели) → подводные оползни, обвалы, осыпи, камнепады (сыпучие потоки) (рис. 56).

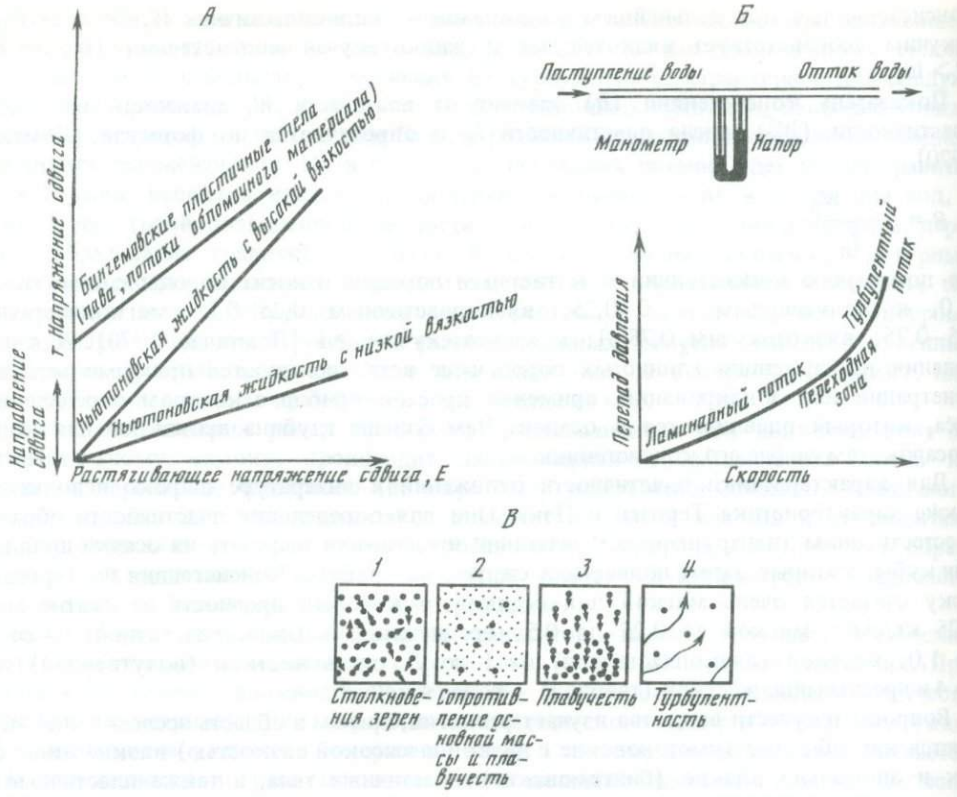


Рис. 55. Поведение суспензий и четыре основных типа гравитационных потоков с ним связанных [Лидер, 1986]

А – переход от ньютоновского к бингемовскому поведению суспензий по мере увеличения их плотности. *Б* – изменение характера потока с ростом его скорости (опыт Рейнольдса). *В* – четыре основных типа гравитационных потоков: *1* – сыпучий поток (обвалы, осыпи, камнепады); *2* – грязекаменный поток (сель подводный), крупные частицы приобретают плавучесть в плотной глинистой тонкодисперсной заполняющей массе; *3* – поток разжижения или зерновой – плотность упаковки частиц под механическим воздействием увеличивается, при отжиме воды из сокращающегося объема пор появляется подъемная сила, осадок течет; *4* – мутьевой поток (при большой скорости потока – движение турбулентное с вертикальной составляющей, достаточной для поддержания зерен наплаву. Между этими типами существуют постепенные переходы

Содержание воды оказывается, таким образом, одним из важнейших показателей, разделяющих процесс нормальной седиментации ("частица за частицей") от процесса гравитационной седиментации, точнее гравитационных перемещений осадочного вещества. При первом виде распределения осадочного вещества (седиментационном) с образованием соответствующей группы отложений – седиментитов – главное значение имеют перемещения водных масс – носителя осадочного вещества. Частицы существенно не влияют на плотностные свойства вод, они определяют только их оптические свойства.

При гравитационной седиментации концентрация суспензии становится столь значительной, что на дне образуется особое осадочное образование, которое способно перемещаться независимо от движения окружающих водных масс. Это подвижное осадочное тело определяет направление своего движения в основном по направлению максимальных углов наклона склона; внутренние процессы в нем определяют скорость движения и расстояние перемещения: для гравитационного способа перемещения осадочного вещества существуют свои законы, которые пока еще мало известны литологам.

Еще одна общая для гравититов особенность отличает их от суспенситов. Отложение

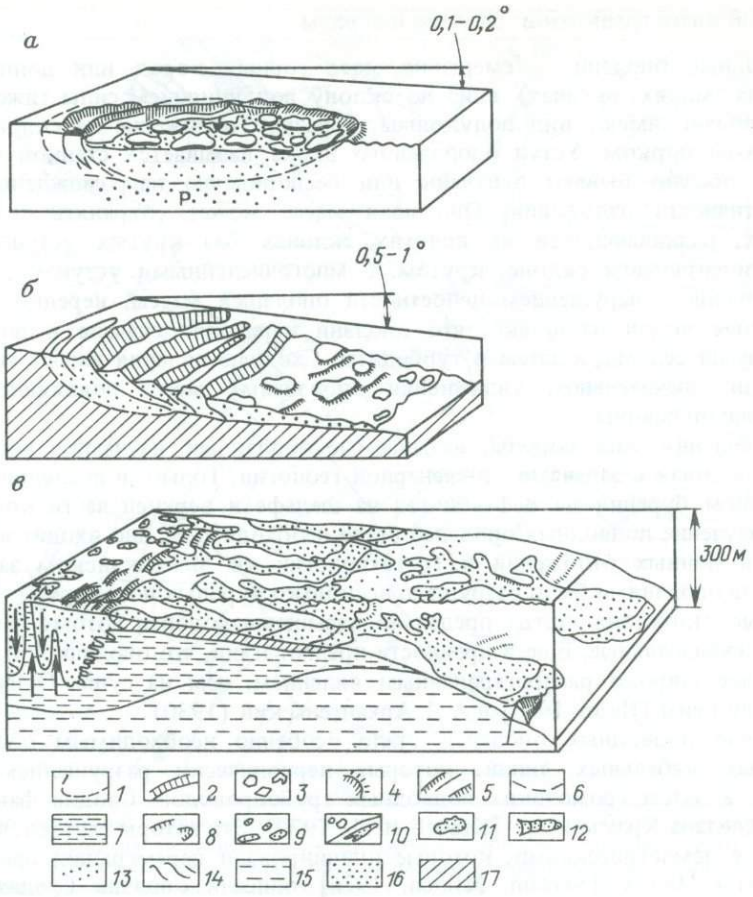


Рис. 56. Различные типы оползней и потоков разжиженного вещества на пологих илистых склонах (конус р. Миссисипи) [Prior, Coleman, 1980]

а – оползень с депрессиями обрушения, на склонах 0,1–0,2°. *б* – ротационный оползень (с поворотом блоков), на склонах 0,5–1°. *в* – различные виды оползней и потоков разжиженного материала на конкретном участке илистого склона (глубина 0–300 м) по данным детальных исследований

1 – вершинные трещины; *2* – уступ; *3* – блоки "гамачной" формы; *4* – обратный и внешний склоны; *5* – грабенообразные долины; *6* – поверхность сдвига; *7* – глинистые отложения и глинистые диапиры; *8* – фронтальные оползни в области баровых песков; *9* – депрессии обрушения; *10* – оползни (*а* – бутылковидные, *б* – вытянутые); *11* – долина потока разжиженного илистого материала; *12* – система уступов на оползневом теле; *13* – оползни края шельфа; *14* – трещины оползания; *15* – алевритово-глинистые отложения; *16* – пески баров; *17* – разрыхленные и разжиженные отложения потока

суспенситов идет обычно непрерывно, то усиливаясь, то ослабляясь в зависимости от сезонов и других факторов. Отложение гравититов только прерывистое, причем перерывы могут быть очень длительными, нередко значительно превышающими продолжительность человеческой жизни, но достаточно обычными в геологическом понимании. Перерывы всегда сопутствуют лавинной седиментации. Эта прерывистость ведет к тому, что отложения гравититов всегда цикличны, отделены перерывами по всем границам осадочных блоков.

Господство гравитационных перемещений в накоплении главных масс осадочного вещества на нашей планете – явление очень древнее. Оно определяется существованием континентального склона – гигантского глобального обрыва высотой 3–4 км. Разница высот обусловливает запас потенциальной энергии, которая необходима для обеспечения работы механизма гравитационных перемещений.

Первый класс гравититов: оползни и обвалы

Подводные оползни – смещение масс горных пород или донных отложений (в озерах, морях, океанах) вниз по склону под влиянием силы тяжести. Обычно в плане оползни имеют вид полукольца, образуют понижение на склоне, называемое оползневым цирком. Уступ оползневого цирка называется стенкой отрыва. Массы оползня обычно бывают вспучены или беспорядочно нагромождены, что зависит от пластичности отложений. Оползшая масса может сохранять цельность – при оползнях, развивающихся на пологих склонах без крутых уступов и обрывов. На континентальном склоне, крутом, с многочисленными уступами, чаще развиваются оползни с нарушением целостности оползшей массы, нередко происходит их разбавление водой настолько, что оползни переходят сначала в потоки, сходные с наземными селями, а затем в турбидиты. Сходные явления имеют место и на суше при очень значительном увлажнении оползневых масс: появляются оползневые потоки или оплывины.

Перемещения масс породы, называемые оползнями, изучаются последние 50 лет на суше в связи с задачами инженерной геологии. Только в последние годы в связи с развитием бурения на нефть и газ на шельфе и верхней части континентального склона изучение подводных оползней стало необходимым, оно входит в круг проблем механики донных отложений и геотехнологии (в Мексиканском заливе и дельте Миссисипи оползнями было разрушено несколько буровых платформ).

Донные отложения всегда предельно насыщены водой и потому намного подвижнее, чем субаэральные. Еще в древности предполагали, что оползни под водой должны быть более широко распространенным явлением, чем на суше. Одними из первых их описали Гейм [Heim, 1908] и А.Д. Архангельский (1930).

Изучение подводных оползней стало особенно необходимым после прокладки подводных кабельных линий, которые периодически разрушались оползневыми массами, а затем громоздких подводных трубопроводов. Сводка фактического материала сделана Краузе и др. [Krause et al., 1970]. Эти авторы считают, что разрушения связаны с землетрясениями, которые инициировали перемещения оползневых масс.

Стрейм и Милох [Streim, Miloch, 1976] описали оползни Средиземного моря, которые связаны с изменениями уровня моря.

Винтерер [Winterer, 1980] указывает, что практически во всех скважинах глубоководного бурения близ материкового склона имеются доказательства турбидитов, зерновых потоков и оползней. Последние особенно часты в верхней части склонов. Оползни столь же часто развиты в районах сейсмичных и асейсмичных, т.е. главная причина их возникновения не связана с сейсмичностью.

Среди оползней (slide) различают блоки, сползшие вниз по склону без нарушения целостности блока (непрерывности слоя) – (glide) или с различной деформацией, сминанием или перемешиванием слоев осадков (slump), что особенно хорошо видно на сейсмограммах. Отдельные оползни в океанах объединяются в оползневые фронты длиной до 100 км и более.

Обвалы – гравитационные перемещения без участия воды или с минимальным ее участием – на континентальных склонах встречаются реже. Оползень – отрыв осадочных масс и перемещение их вниз по склону с возникновением оползневого тела (деляпсия). Поверхность склона – это поверхность скольжения оползней. Выделяют: 1) очень пологие оползни (наклон поверхности не более 5°); 2) пологие (5–15°); 3) крутые (15–45°); 4) очень крутые (более 45°).

Признаками оползней является деформация слоев, наличие плоскостей скольжения или смещения, а в нижней части – "закатышей" или "закрутышей", а также линз-факоидов. Верхняя поверхность оползней неровная, волнистая, что обычно четко видно на записях – эхограммах.

Сход оползневых лавин обычно происходит периодически, т.е. периодичность поступления осадочного материала из рек (паводки и межень), типичная для лавинной

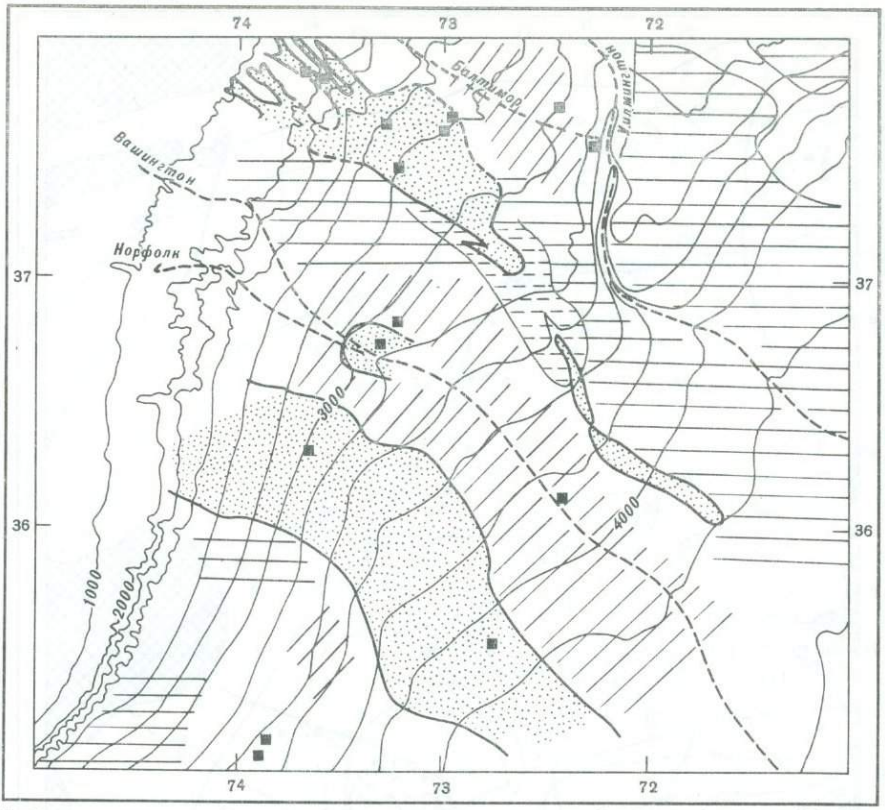


Рис. 57. Строение осадочной толщи континентального склона Северной Америки [Embley, 1980]
Точки – области развития оползней; косая штриховка – области развития древних (погребенных) оползней; горизонтальная штриховка – области развития слоистых ненарушенных осадков. Квадраты – пробы с признаками оползней и зерновых потоков

седиментации первого глобального уровня, дополняется здесь периодичностью перемещения оползней (а также других автокинетических перемещений). Это, таким образом, механизм, регулирующий периодичность накопления всей осадочной толщи второго глобального уровня. Он включается по мере накопления критических масс автоматически. Оползни обычно по ходу движения разжижаются водой и переходят далее в разные типы гравитационных потоков (пастообразных или турбидитных) (рис. 57–59). Часть материала стекает в виде пастообразных потоков и независимо от оползней. Частота схода оползней зависит от крутизны склона, интенсивности поступления осадочного материала на него, свойств этого осадочного материала (вещественный и гранулометрический состав, обводненность).

Крутизна склона (особенно нестабильны осадки на склонах с углом более 10°) и высокие скорости седиментации (особенно при почти мгновенных с геологической точки зрения выпадениях вулканогенного материала) – это важнейшие факторы стабильности осадков на склонах. Большое значение имеет состав и строение осадочной толщи: переслаивание пористых песчано-алевритовых и пепловых отложений с водоупорными (глины и тонкие биогенные осадки), а также наличие прослоев, играющих роль смазки (монтмориллонитовые глины и пеплы, преобразованные в монтмориллонит, слои, обогащенные органическим веществом, газогидраты и др.) [Terzagi, 1956; Moore, 1961, 1964, 1970; Dott, 1963; Morgenstein, 1967; Lewis, 1971; Ballard, 1966]. Естественно, что важное значение имеют и сейсмические факторы как местные, так нередко и очень удаленные: волны цунами (подводных землетрясений) пересекают океаны и обрушиваются на склоны и берега, расположен-

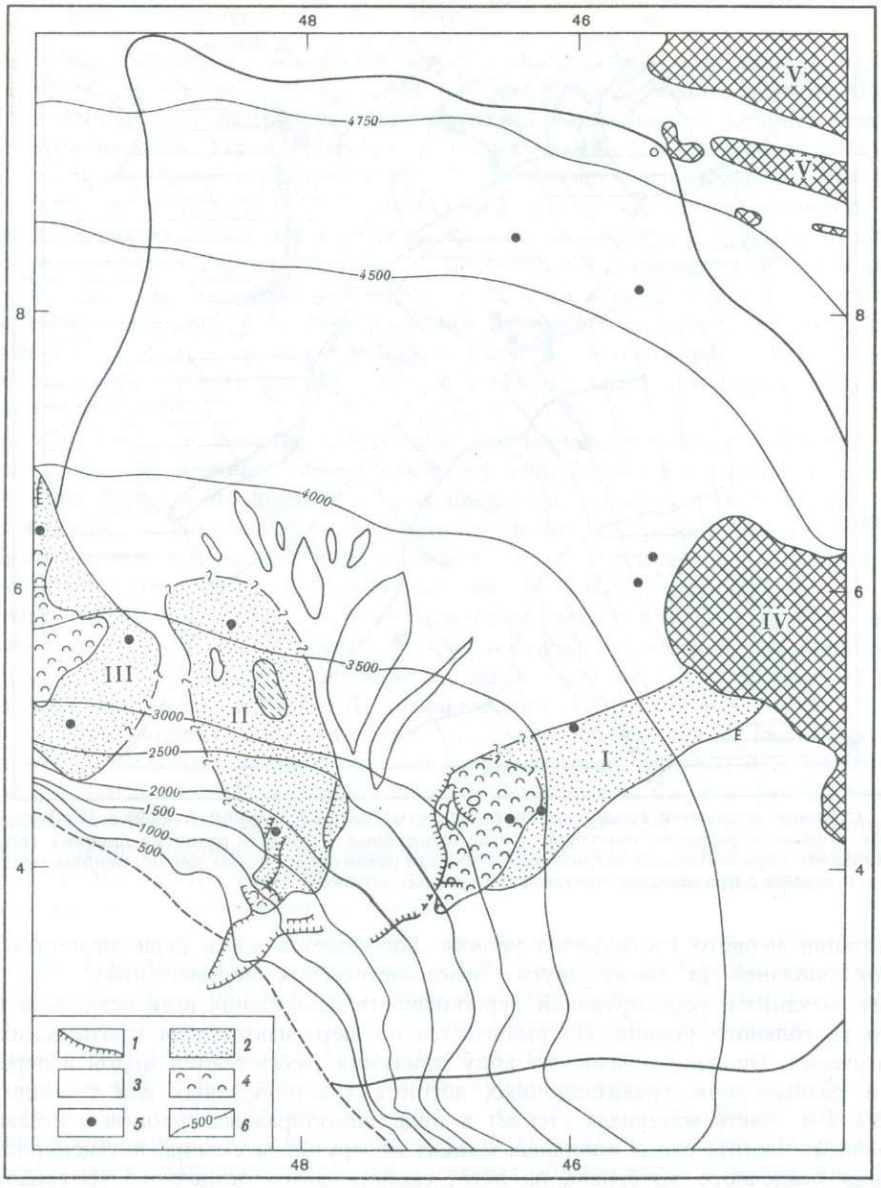


Рис. 58. Схема конуса выноса Амазонки [Damuth, Embley, 1978]. Распространение оползней и зерновых потоков. Схема построена на основании сейсмических исследований на частотах 3,5 и 12 кГц

1 – поверхности отрыва оползней; *2* – пастообразные потоки; *3* – погребенные пастообразные потоки; *4* – оползни; *5* – контрольные колонки донных осадков; *6* – изобаты проведены через 500 м. Римские цифры – комплексы: I – восточный, II – центральный, III – западный, IV – подводный хребет Сеара; V – Срединный Атлантический хребет

ные на многие тысячи километров от эпицентра. Таковы цунами Камчатско-Курильских и Японских островов, порожденные землетрясениями у берегов Чили. Большую роль могут играть ураганы и тайфуны, а также тропические циклоны, которые, как это было установлено прямыми измерениями, вызывают возмущения вод на больших глубинах – до 4–5 км и более [Gardner, Sullivan, 1981].

Оползни, однако, совсем не обязательно вызываются землетрясениями, как считалось ранее: описаны оползни в сейсмически стабильных районах – фиордах Норве-

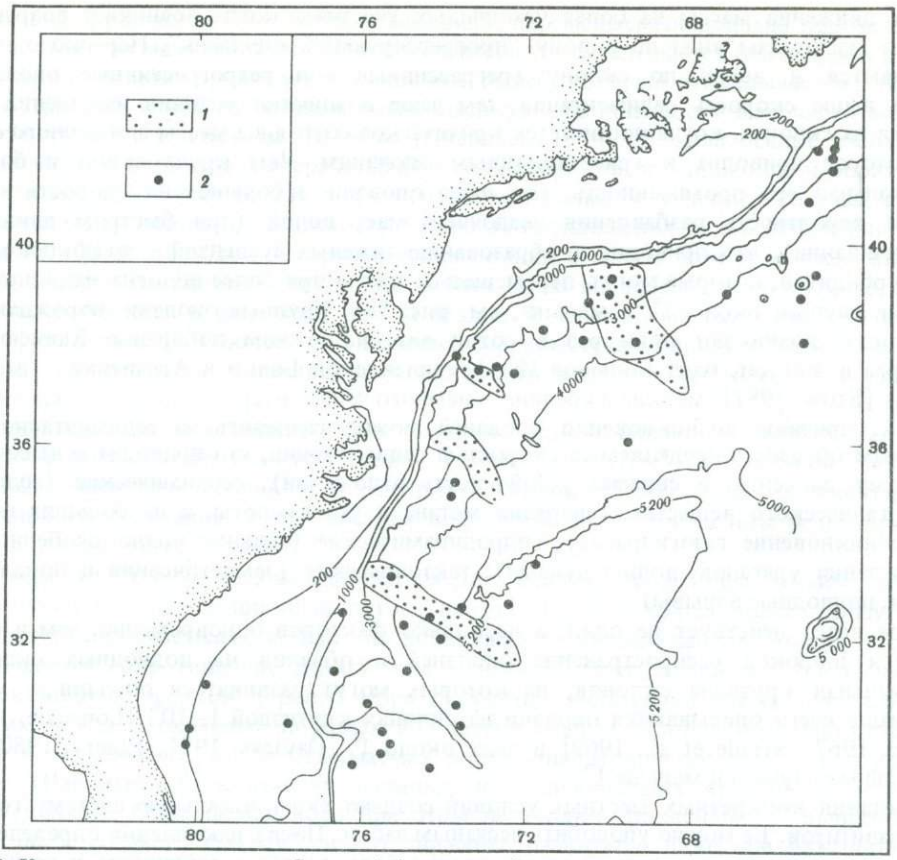


Рис. 59. Континентальная окраина Северной Америки, области развития грязевых потоков у основания склона [Embley, 1980]

1 – области распространения потоков по сейсмическим данным; *2* – места отбора проб донных осадков с отложениями потоков (колонки донных осадков)

гии [Bjerrum, 1971; Karlsrud, Edgers, 1980]. Обычно оползни связывают с неустойчивостью осадочных масс на склонах и действием какого-либо спускового механизма (чаще всего землетрясения и волны цунами), которые вызывают движение оползневых масс. При этом обычно исходят из аналогий с наземными оползнями и со снежными лавинами, для срыва которых нередко достаточно даже слабого сотрясения воздуха, вызываемого выстрелом или звуком голоса. Уже давно установлено, что оползни возникают чаще всего там, где быстрее всего идет осадкообразование, т.е. это обычный механизм транспортировки осадочного вещества в областях лавинной седиментации. Они отмечаются, однако, и в местах с меньшими скоростями осадконакопления, в частности, описаны в районе о-ва Мадейра, где скорость седиментации около 20 Б, но углы наклона очень значительны.

Оползни чаще всего встречаются на континентальных окраинах, т.е. там, где континентальная кора граничит с океанской, а также в областях лавинной седиментации первого уровня.

Следует иметь в виду, что в пределах материкового склона высотой 3–4 км могут быть очень крутые участки, которые чередуются с пологими. Эти крутые участки (обрывы) способны стать генераторами оползней для соседних, более пологих участков. В других случаях не крутизна, а состав осадочных отложений, строение их толщи или другие условия местного порядка способствуют превращению данного участка дна в генератор оползней. Возникает так называемый курковый эффект, приводя-

щий в движение массы на более устойчивых участках, когда возникает возрастающий по масштабам вниз по склону "прогрессирующий оползень". Нередко оползни развиваются и вверх по склону (регрессивные или ретрогрессивные оползни).

Чем выше скорость седиментации, тем чаще возникают условия нарушения равновесия на склонах, когда достигается критическое состояние массы для данного склона, которое приводит к гравитационным оползням. Чем круче склон и больше вертикальная его протяженность, тем чаще оползни и больше их скорость и тем больше вероятность разбавления осадочных масс водой (при быстром движении и взмучивании), что приводит к образованию тяжелых суспензий – высокоскоростных турбидитов, которые могут перемещаться уже и при более пологих наклонах дна (в ряде случаев около 1° и меньше, см. рис. 58). Крупные оползни, порождающие турбидиты, возникают один раз в сотни лет: на южном побережье Калифорнии один раз в 400 лет, близ Большой Ньюфаундлендской Банки в Атлантике – в 100–300 лет [Stow, 1981], мелкие и средние – намного чаще.

Итак, причины возникновения оползней можно разделить на седиментационные (главным образом определяемые скоростью седиментации, что приводит к высокому поровому давлению и снижает устойчивость отложений), геохимические (содержание органического вещества, генерация метана и углекислоты, а на больших глубинах возникновение газогидратов), гидродинамические (сильные волны особенно при прохождении ураганов, волны цунами), тектонические (землетрясения и локальные толчки, подводные взрывы).

Чаще всего действует не один, а несколько факторов одновременно, чем и определяется широкое распространение оползней и обвалов на подводных склонах. Минимальная крутизна склонов, на которых могут развиваться оползни – менее 10°; чаще всего описываются оползни на склонах крутизной 1–10° [Lonsdale, 1975; Uchupi, 1967; Stride et al., 1969] и даже около 1° [Daviess, 1971; Emery, 1980], но в отдельных случаях и меньше 1°.

Сочетания конкретных местных условий создают свою локальную систему генерации гравититов. Ее можно уподобить песчаным часам. После накопления определенной для данного места критической массы осадка блок теряет устойчивость и срывается или сползает вниз по склону. В условиях данного места этот порционный механизм через определенные интервалы времени порождает блоки. Многочисленные примеры цикличности, широко развитой в отложениях прошлого, доказательства равных временных интервалов между сбросами вещества подтверждают предположение об автоматической работе порционной системы склонов. Лишь иногда она нарушается сейсмикой изменениями древними или другими катастрофическими явлениями, дающими циклы более крупного порядка.

Интересные исследования подводных оползней на первом глобальном уровне лавинной седиментации были сделаны в дельте Миссисипи [Prior, Coleman, 1980]. Здесь генерируется большое количество оползней: в дельтах накопление осадочного вещества идет особенно быстро, причем осадки богаты водой и органикой, которая генерирует метан и другие газы. На глубинах от 5 до 20 м были проведены детальные геологические исследования (масштаб 1:12000). Обнаружены разнообразные формы оползней, в том числе ротационные, сползания в виде цельных блоков, зерновые потоки. Перемещения оползневых масс очень активны, достигают сотен метров в год, они вызывают разрушения буровых платформ и других сооружений. Для крупных дельт вообще характерно широкое распространение подводных оползней, а также зерновых потоков. Установлено, что их развитие имеет место даже при очень малых наклонах дна (обычно менее 1°) [Lemis, 1971]. Перемещение масс идет обычно по одним и тем же каналам удается выявлять главные пути их перемещения. Обычно для оползней (блоковых и ротационных) удается выделять области питания, транспортировки и отложения.

Твердый сток Миссисипи оценивается в $6{,}2 \times 10^{11}$ кг (620 млн т) [Prior, Coleman, 1980; Walker, Massinsill, 1970]. В среднем осадочный материал взвеси содержит 65%

пелитовой фракции и 35% силта, а материал, перемещаемый донным волочением, на 90% состоит из мелкого песка. Песчаный материал откладывается ближе всего к устью, а на фронт дельты проникает в основном пелит, который откладывается с большой скоростью, что имеет следствием очень высокую обводненность осадочного вещества. Влажность осадка здесь до 70–90% [Лисицын, 1974]. В этом осадке очень много органического вещества, перерабатываемого бактериями, что приводит к образованию значительного количества газов (в основном метана) и углекислого газа, а также дополнительно повышает влажность. Скорость продвижения дельт Миссисипи колеблется от 100 до 50 м/год. Скорости седиментации в дельте этой реки очень высокие: они в среднем составляют 1м/год, т.е. 1 млн Б, но во время паводков за четыре месяца накапливается в ряде мест 3–5 м осадка. В этом время скорость седиментации достигает10 млн Б и более, т.е. значения сверхбыстрые. Наряду с этим существуют участки, где скорость составляет несколько сантиметров в год (несколько тысяч Б) и даже имеются участки эрозии.

Содержание воды в верхнем слое осадков дельты близко к пределу текучести. Низкая величина сопротивления сдвигу (менее 0,05 кг/см^2) в сочетании с высоким поровым давлением возникает в результате высоких скоростей седиментации – лавинной седиментации. Углы наклона подводной части этой дельты редко превышают 1,5°, чаще всего менее 0,2°.

В ходе уплотнения отложившегося на дне осадка происходит отжим поровых вод, возникает фильтрационный поток, направленный в толще осадка снизу вверх. При этом выжимаемая вода как бы подвешивает вышележащую толщу осадков. Уменьшается сопротивление сдвигу, и в конечном счете возникает оползень. Для глубоководных осадков Черного моря скорость фильтрации была определена в 350 мм в год. Отжимание поровых вод делает осадки склонов особенно неустойчивыми в тех случаях, когда отжимаемая вода концентрируется около водоупорных слоев. (Например, на контактах песчаных или алевритовых прослоев с илистыми отложениями). Отжимаемая вода при этом не только "подвешивает" вышележащий слой, но и создает "смазку", и его движение начинается даже при незначительных углах наклона.

Углы наклона склонов дельты пологие, они редко превышают 1,5°, чаще всего – меньше 0,2°. На глубинах 10–80 м углы наклона – от 0,7 до 1,5°, а 80–200 м – менее 1°. На бровке шельфа (на глубинах около 200 м) угол наклона достигает 1,7–2,2°, а глубже – до 2,5–3°.

Мур [Moore, 1978] и Моргенстейн [Morgenstein, 1967] показали, что при отсутствии избыточного порового давления склоны остаются устойчивыми при углах наклона до 20°. Однако оползни возникают и при углах менее 1° при наличии избыточного порового давления или при его внезапном возрастании, когда сопротивление сдвигу становится меньше предельного для данного склона и начинается движение оползневых масс. Шепард [Shepard, 1955] показал, что оползни возникают в дельтах при углах склона менее 0,5°, что теоретически Терцаги [Terzagi, 1956] объясняет высоким поровым давлением и низкой величиной сопротивления сдвигу. В 1960 г. в дельте Миссисипи были установлены первые буровые платформы, количество которых в дельте к настоящему времени достигает 500. От них по дну тянутся тысячи километров газо- и нефтепроводов. Некоторые из них были разрушены оползнями (особенно после прохождения ураганов). Чаще всего разрушения трубопроводов отмечались на глубинах до 30 м. Эти разрушения связаны с перемещением осадочных масс вниз по склону. В ряде случаев аварии трубопроводов происходили и в спокойную погоду, т.е. не зависели от штормов.

На рис. 60 показаны основные типы оползней на шельфовой части дельт, а также на склоне. На малых глубинах наиболее распространены ротационные оползни, имеются бутылковидные оползни, депрессии, обрушения. Неравномерность нагрузки в дельте приводит к возникновению многочисленных трещин – разломов в толще рыхлых отложений.

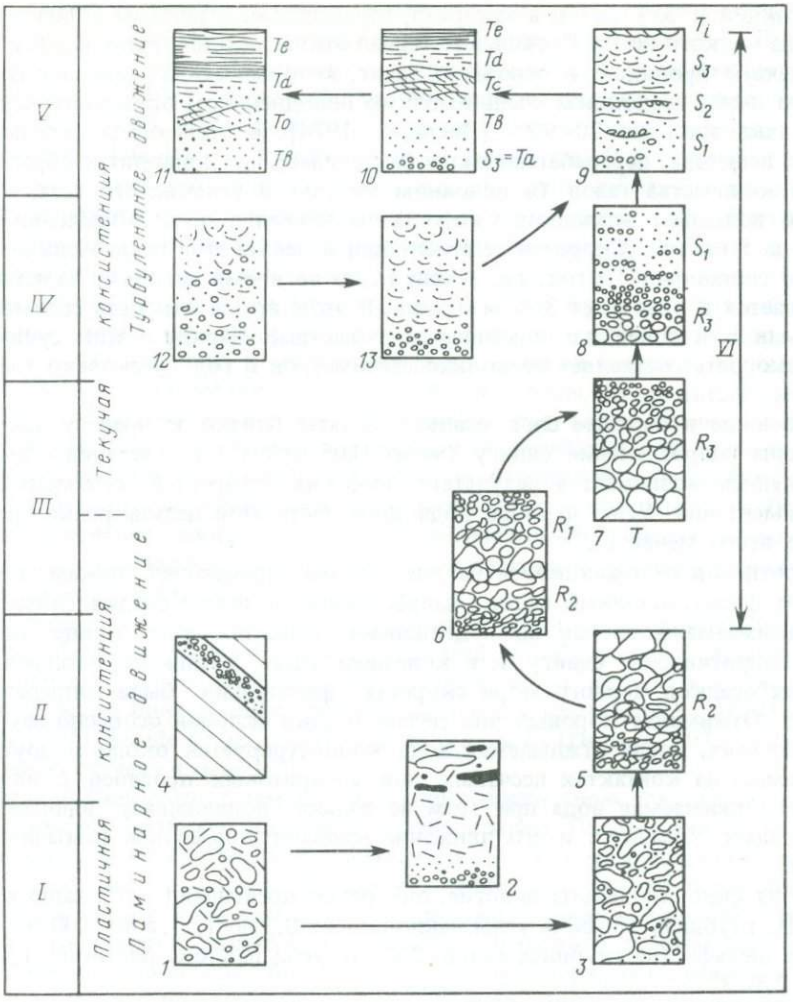


Рис. 60. Типы текстур гравититов в зависимости от их консистенции (пластическая и текучая), а также от характера движения (ламинарное и турбулентное) [Lowe, 1982]

1 – грубообломочный материал; *2* – грубообломочный материал с песчаным цементом (матриксом); *3* – пески и алевриты; *4* – пелиты; *5* – тестуры "замерзания" зерновых потоков с косой слоистостью и гравием; *6* – крупные включения в тонком матриксе; *7* – косая слоистость в последовательности турбидитов; *8* – тонкая косая слоистость и беспорядочные прослои; *9* – гравий в слое волочения и в коврах волочения

Линиями показаны типы текстур гравититов, связанные постепенными переходами, стрелками показаны эволюционные последовательности (переходы *1–3* и *5–6* предположительные). R_1, R_2 – обратная и нормальная градационные текстуры зерновых и слабо разжиженных потоков. Текстуры высокоплотностных турбидитов: S_1 – волочения, S_2 – ковры волочения, S_3 – взвеси (нормальной седиментации, суспенситы). Текстуры *1–7* относятся к проксимальной части подводного конуса, *8–13* – к дистальной. Типы гравититов: I–IV потоки (I – связные, II – зерновые, III – слабо разжиженные, IV – разжиженные); V–VI – турбидиты (V – низкоплотностные; VI – высокоплотностные). T_1–T_5 (или T_a – T_e) – текстуры по Боума

Депрессии обрушения обычны в верхней части дельты на склонах с наклоном 0,1–0,2° и представляют собой образования блюдцеобразной формы диаметром 50–150 м. Блюдцевидные блоки как бы поворачиваются, принимая горизонтальное положение; при этом в верхней их части (вверх по склону) образуется уступ, а в нижней – вал, возвышающийся над дном на 2–3 м. В плане структура кольцевидная. Угла склона оказывается недостаточно для развития движения блока вниз по склону.

Возможно, что происхождение "блюдец" связано с выходами газа из толщи осадка с последующим обрушением рыхлых отложений.

На более крутых склонах (0,2–0,4°) дельты Миссисипи обычно возникают оползни бутылковидной формы – они вытянуты вниз по склону. Обычно такие оползни имеют 150–600 м в длину и в 1,5–3 раза меньшую ширину.

Более крупные размеры имеют вращающиеся (ротационные) оползни. В них движение идет по четкой криволинейной вогнутой поверхности, что вызывает поворот (вращение) сползающей массы в направлении, обратном общему смещению. Дно депрессий, остающихся от смещения таких оползней, погружено ниже уровня окружающего дна на 20–30 м, их длина достигает 15–20 км, а ширина до 800–1500 м. Такие депрессии внизу обычно заканчиваются оползневым телом, имеющим лопастное строение. Поверхность лопастей почти плоская, а внешние склоны крутые, высотой от нескольких метров до 25 м и углами наклона 7–10°. Фронтальные части лопастей могут продвигаться более чем на 1000 м в год. Мощность лопастей, имеющих в разрезе форму плоско выпуклых линз, обычно 5–15 м, но в ряде случаев они накладываются, создавая сложные лопасти с мощностью более 50 м.

В области бровки шельфа и верхней части склона дельта характеризуется более крутыми склонами, что отражается на распространение и морфологии оползней. Оползни становятся крупнее – достигают в длину 10 км, но чаще несколько километров, прослежены на глубинах до 1000 м и больше. Материал блоков обычно хаотически перемешан, в то время, как в оползнях верхней платформы дельты нередки цельные блоки, плывущие, подобно плотам, на поверхности илистой массы оползня.

Детальное картирование оползней на больших глубинах стало возможным только после 1950 г., когда в практику работ вошли многоканальные эхолоты, многолучевые эхолоты, сонары бокового обзора, методы высокочастотной сейсмики и др.

Масштабы подводных оползней на континентальных склонах намного превышают дельтовые, а также те, с которыми имеют дело геологи при изучении оползней на суше. Так, оползень в районе Большой Ньюфаундлендской Банки в 1929 г. имел мощность около 400 м при длине и ширине более 100 км [Moore, 1961; Heezen, Drake, 1964]. Вертикальное смещение оползневых масс, перешедших далее в суспензионный поток, достигает нескольких тысяч метров, чем обеспечивается огромный запас энергии процесса.

На континентальной окраине Бразилии изучен оползневой блок мощностью около 500 м и длиной около 200 км [Heezen, Drake, 1964]. Вертикальное перемещение блока составило более 2,5 км, а горизонтальное до 50 км. Нижняя часть оползня имеет сильную деформацию [Moore et al., 1970].

Эмбли и Якоби [Embley, Jacobi, 1975] изучали оползни у берегов северо-западной Африки и восточного побережья Северной Америки. Здесь на материковом склоне северо-западной Африки оползневые цирки занимают около 18 тыс. км^2, а выявленные оползневые тела – около 30 тыс. км^2. Общий объем осадочного материала, перемещенного оползнями, составляет 1100 км^3. Оползни развиваются на склонах 1–1,5° и более крутых, а в отдельных случаях на склонах с наклоном меньше 0,1°. В целом вся область склона здесь – это область нестабильности осадочных масс. Начинается она на склоне на глубине 1700 м и тянется вниз по склону на 200 км.

В Беринговом море, в зал. Аляска, детально изучена подводная долина Каяк. Оползни, поступившие с северной стены этой долины, имели объем до 32 км^3 [Molina et al., 1977].

Таким образом, обычные оползни на дне океана у основания материкового склона имеют размеры в десятки, реже сотни километров, мощность – в сотни, иногда тысячи метров. Это грандиозные скопления осадочного вещества.

Крупнейшие оползневые блоки называют олистостримами, их размеры от сотен метров до многих десятков километров. Нередко это обвальные глыбы у основания крутых склонов. Более мелкими по масштабам представляются олистостромы – хаотические скопления несортированных обломков (олистолитов), сцементированных тон-

Таблица 5

Показатели осадочных образований оползней разного возраста области Сорегга (Bugge, 1983)

Показатель оползней	Сорегга (Северная Норвегия)		
	Первый 13 тыс.лет	Второй 6–7 тыс.лет	Третий 5–6 тыс.лет
Площадь, км²	34 000	19 000	6000
Мощность максимальная, м	2800	330	
Мощность средняя, м	114	88	
Объем, км³	3880	1700	

кой пелитовой или алевро-псаммитовой массой. Дальность перемещения этих образований достигает десятков – первых сотен километров (до 400 км в Черном море).

Сейсмопрофилированием оползневых блоков у основания склона Черного моря установлены гравитационные складки в толще нелитифицированных отложений мощностью около 400 м; высота складок 10–40 м; протяженность области деформаций 10–40 км. По периферии впадины Черного моря оползни составляют от 50 до 80% осадочных образований [Москаленко, Шимкус, 1976].

Характерный пример оползня хорошо изучен в Цугском озере (Швейцария). Оползень захватил прибрежную часть города Цуг и имел участок отрыва около 300 м. Дальность его продвижения в глубокую часть озера по поверхности дна с наклоном около 1° составила 1,2 км, а перепад высот – около 42 м. В передней части оползня образовался холмистый участок.

Крупные оползни обнаружены при комплексных геолого-геофизических исследованиях на склоне Норвегии в области от 62° до 64° с.ш. [Bugge, 1983]. Поставка осадочного материала на шельф Норвегии сейчас очень мала: большая часть рек впадает в фиорды, которые задерживают осадочное вещество. В четвертичное время при оледенениях на шельфе откладывались осадки грубые, моренные, со значительным количеством глинистого материала мощностью до 100–125 м. Норвегия относится к асейсмичным областям.

Детальными исследованиями в Норвегии в области Сорегга были обнаружены три подводных оползня, развивавшиеся в разное время: первый 13–11 тыс. лет назад (при таянии ледников), второй – 6–7 тыс. лет назад, третий – вскоре после второго. Оползни начались с бровки шельфа, где прослеживается поверхность отрыва на протяжении около 290 км. Здесь углы наклона склона составляют от 20–30 до 10–20°, а ниже склон выполаживается до 0,1–0,5°. Первый из оползней – самый крупный, дальность его перемещения – около 400 км. Второй по объему почти в два раза меньше, но дальность его перемещения достигает 500–600 км, он достигает глубин 2700 м, в то время как первый – 1500–1700 м.

При рассмотрении табл. 5 поражают гигантские размеры и объемы этих оползней: их площадь превосходит территорию такого государства, как Бельгия, а объем равен более 300 годовых стоков всех рек мира!

Долгое время считалось, что оползни обычно вызываются землетрясениями и характерны для геосинклинальных отложений. Однако они широко распространены также и на пассивных окраинах океанов в сейсмически спокойных областях. Главная и наиболее распространенная причина их возникновения отмечалась выше. Это образования автокинетические.

В литолого-геохимическом отношении оползневые блоки отличаются сохранением чуждых по составу и свойствам мелководных отложений в более глубоководных, что выявляется по мелководной микрофлоре, высокому содержанию органического вещества и другим признакам.

Дислокации в оползнях сходны с тектоническими, и в разрезе оползневые блоки (деляпсий) выделяются не только по литолого-геохимическим аномалиям, но и по залеганию дислоцированных, чуждых масс, между двумя обычно недислоцированными слоями. Удивительны масштабы олистостром в различных древних отложениях: нередко их протяженность в десятки и даже сотни километров, а мощность в сотни метров. Таковы олистостромы Альп, Корсики, Ирана и Марокко: их мощность достигает в отдельных случаях 2000 м [Леонов, 1978]. Сходные по мощности оползни находят сейчас и на дне морей и океанов с применением высокочастотной сейсмики. Описаны гигантские оползневые тела длиной в десятки километров и мощностью до километра у основания материкового склона Черного моря.

Для познания процессов лавинной седиментации важно то, что:

1) оползни по объему составляют значительную часть отложений второго глобального уровня; одна из уникальных особенностей этого уровня;

2) оползни инициируют появление гравититов двух других классов, потоки которых распространяются от склона намного дальше оползней и в общем – хотя не очень четко – выявляется латеральная зональность распространения гравититов, поэтому во внешне хаотическом строении толщ гравититов в склоне намечается некоторый порядок;

3) по масштабам и одновременности они могут подразделяться на локальные, региональные и глобальные, т.е. одновременные в локальном, региональном или глобальном масштабах.

Причина возникновения глобальных сходов оползней – одновременных во всем Мировом океане – понижение уровня, в особенности при достижении поверхностью океана бровки шельфа со сбросом на склон огромного количества рыхлого материала. Поэтому следует ожидать выделения в лавинных осадках второго глобального уровня, соответствующего эпохам массового (глобального) развития оползней и потоков разжиженного вещества, которые сменялись эпохами их ослабления или даже нормальной седиментации.

Второй класс гравититов:
отложения потоков разжиженного осадочного вещества

Второй класс гравититов – образования потоков разжиженного осадочного материала (mass-flow) – в зависимости от крупности преобладающих частиц подразделяется на:

а) отложения потоков с крупными частицами (debris-flow) – обломками и глыбами (дебриты), которые преемещаются массой тонкого заполняющего вещества, подобно тому как при бурении глинистый раствор переносит крупные обломки;

б) зерновые потоки (grain-flow) – чаще всего песчаной размерности с делением на песчаные (sand-flow) и алевритовые (silt-flow);

в) осадки потоков тонкого илистого материала (mud-flow).

Все эти потоки отличаются высокой концентрацией суспензии, похожи на пасту и потому нередко называются грязевыми или пастообразными (slurry-flow). Движение в них ламинарное, плотность достигает 2–2,5 г/см^3, типична высокая влажность.

На первых этапах исследований турбидиты (отложения относящиеся к третьему классу) обычно объединяли с потоками разжиженного материала, т.е. отложениями второго класса. Многие разрушительные явления на дне: обрывы подводных кабелей, эрозия подводных каньонов, перенос крупных и гигантских глыб – чаще всего результаты деятельности подводных селей, а не турбидитов. Обвалы, оползни, потоки разжиженного осадочного материала, подводные грязепады – все эти явления приводят к дальнейшему разбавлению обводненного осадка придонной водой, к его постепенному переходу в состояние грязевого потока с очень высокой плотностью суспензии, а при еще большем разбавлении – в плотное придонное облако, которое передвигается по склону, подобно тяжелой жидкости. При движении тяжелая грязевая паста заполняет понижения, движется по тальвегам долин и каньонов, а при выходе на равнину распространяется в виде длинных языков или лопастей (см. рис. 58).

Оползни и обвалы – это гравититы ближнего действия (до 400–500 км), гравититы второго класса (потоки разжиженного вещества и др.) – среднего действия (сотни километров, редко до 1000 км и более), гравититы третьего класса (турбидиты) – дальнего действия (до 1000–2500 км).

До недавнего времени потоки разжиженного материала уверенно выделялись только в отдельных местах, но с появлением техники высокочастотного сейсмопрофилирования и трубок большого диаметра стали выделяться на все больших площадях дна. Главная область их развития – нижняя часть континентального склона, т.е. по пространственной локализации между гравититами первого и третьего классов. Они являются промежуточными; по реологическим свойствам эти отложения также располагаются между оползнями и турбидитами. Это очень концентрированная суспензия, подобная селям, потоки насыщенного водой осадка (осадочное вещество содержит или обычное количество поровых вод, или в других случаях – повышенное). Движение силы определяется самыми частицами, а вода действует как смазка.

Для этих потоков в океане, как и на суше, характерна остановка в движении, связанная с "замерзанием", т.е. потерей тиксотропной подвижности при снижении скорости и остановке. Это приводит к тому, что многие из таких потоков выделяются в рельефе дна ("замерзают"). В отличие от турбидитов движение здесь ламинарное, дифференциация по крупности не идет, преобладает смешение.

О значении данного типа гравититов говорит то, что судя по работам последних лет в Атлантическом океане ими покрыто около 40% основания континентального склона (см. рис. 59). В плане эти потоки представляют собой языки длиной нередко в сотни, шириной десятки километров. Они проникают на глубины до 5400 м. Минимальные углы наклона склонов до 0,1°, наибольшее расстояние, которые проходят эти потоки, – до 1000 км.

В ходе развития водоема наблюдаются этапы массового развития потоков разжиженного осадочного вещества: они связаны с понижениями уровня океана (как и для гравититов первого класса). В частности, последний такой этап связан со снижениями уровня во время четвертичных оледенений (висконсинское – 18 тыс. лет назад, которому соответствует большинство потоков гравититов этого типа). В Атлантическом океане над ними лежат более молодые гемипелагические осадки (суспенситы) мощностью около 30 см. При понижении уровня океана насыщенные водой донные осадки подводных частей дельт, шельфа и верха континентального склона оказываются над уровнем океана и начинают течь, образуя сплошные потоки. Масштабы этих потоков отвечают исходным скоплениям осадочного вещества. Не удивительно поэтому, что хотя они обычно начинаются близ устьев рек, главное скопление материала отмечается на удалении на многие сотни километров от устья в места остановки потока.

Литологически этот тип гравититов характеризуется перемешиванием исходного материала эстуариев-дельт, а нередко и шельфовых отложений. В эти подвижные массы включаются и крупные обломки пород, а также галька, щебень и гравий, которые как бы "плывут" в плотном глинистом растворе. Минеральный и химический их состав, остатки флоры и фауны, иловые воды, количество и состав органики, другие свойства отвечают исходным отложениям первого уровня.

Отложения этого типа не имеют слоистости, не имеют даже следов градационных текстур. Типичен хаотический гранулометрический состав, напоминающий состав наземных селей. Наряду с тонким заполняющим матриксом присутствует песчано-алевритовый материал, а нередко гравий, галька, щебень, более крупные обломки пород и глыбы. Нижняя и верхняя границы слоя потока резкие, нижняя – нередко эрозионная (рис. 60).

Полнота перехода оползневых масс в подводные сели или в турбидиты во многом предопределяется строением склона. При пологих склонах, лишенных обрывов и резких перегибов, чаще всего развиваются оползни, нередко переходящие в потоки разжиженного вещества. При крутых склонах, изобилующих обрывами, происходит отрыв оползневой массы от ложа. Оползневая масса падает с обрывов высотой подчас

в сотни и тысячи метров, подобно грандиозному обвалу. При этом обрушении происходит энергичное перемешивание с водой и постепенное превращение оползня в разжиженную массу подводного селя. Чем выше содержание воды в суспензии, тем выше скорость ее движения (до определенного предела). Таким образом, имеются участки склонов, генерирующие в основном турбидиты, и участки, генерирующие преимущественно потоки типа селя. Эта закономерность может использоваться при изучении отложений прошлого восстановления черт морфологии древних склонов.

Следует отметить, что литология отложений разжиженных потоков осадочного вещества изучена пока очень слабо. Увлечение турбидитами увело в сторону от их исследования, тем более что при широко распространенных сейчас методах выделения турбидитов непрерывным сейсмопрофилированием, грязевые потоки второго класса выявляются слабо. Между тем, как уже отмечалось, именно этот тип гравититов пользуется очень широким распространением и занимает вместе с оползнями не менее 50% отложений второго глобального уровня. Такие селеобразные потоки в океанах имеют особенно широкое развитие, поскольку осадочный материал здесь всегда насыщен и пересыщен водой (в отличие от суши, где подобное состояние достигается только при длительных дождях или таянии снега, т.е. постоянно подготовлен к перемещениям в форме селя). Понятно, что значительно больше под водой и разнообразие селей, связанное с исходным материалом и морфологией склона. При обрывистых склонах подводный сель отрывается от основания, превращается в обвал – грязепад, насыщается водой и, как и оползни, переходит в турбидит.

Характерные признаки для разделения потоков разжиженного вещества от оползня: оползни на сейсмопрофилограммах выделяются по искривленным слоям внутри блоков (перемятые текстуры), беспорядочному прерывистому расположению внутренних рефлекторов, блоковому характеру верхней поверхности. Потоки разжиженного осадочного вещества более подвижны, чем оползневые блоки, на сейсмопрофилограммах они выделяются по полному отсутствию внутри осадочного тела рефлекторов (акустически прозрачны). В отличие от текстур турбидитов, которые характеризуются широким развитием градированности и последовательностями (латеральной и вертикальной), для отложений этого класса характерно большее разнообразие текстур с преобладанием массивной с рассеянными обломками. Наиболее распространены текстуры, которые показывают деформацию при течении (см. рис. 60). Крупные обломки заполнены тонким матриксом, часты окатыши глиняные или из разного материала ("снежные шары"). Изучение современных (кайнозойских) потоков разжиженного осадочного материала на дне по существу только начинается.

Третий класс гравититов:
турбидиты (высокоплотностные и низкоплотностные)

Свое название этот класс гравититов получил потому, что скорость движения в этих потоках (в отличие от первых двух классов) высокая, что приводит к переходу потока от ламинарного (с низким числом Рейнольдса) к турбулентному (с высоким числом Рейнольдса). Выпадение осадочных частиц идет из придонного облака взвеси, обогащенного внизу более крупным материалом. Вода, насыщенная взвесью, становится тяжелее, чем окружающая (вмещающая) водная масса без взвеси. Эта разница плотностей и вызывает направленное движение более тяжелой массы по наклонному дну. Распространение турбидитов, таким образом, можно сопоставить с распространением тяжелой жидкости в более легкой жидкости (рис. 61). Понятно, что чем больше плотность потока (определяемая главным образом концентрацией в нем взвеси) и чем больше уклон дна, тем больше скорость этого гравитационного потока [Middleton, 1967; Allen, 1970].

Экспериментами в лотках было показано, что эти потоки стремятся двигаться по понижениям дна, желобам или руслам и при этом обладают значительной эродирующей силой. Древние турбидиты слагают основную часть многих терригенных толщ. Обычно

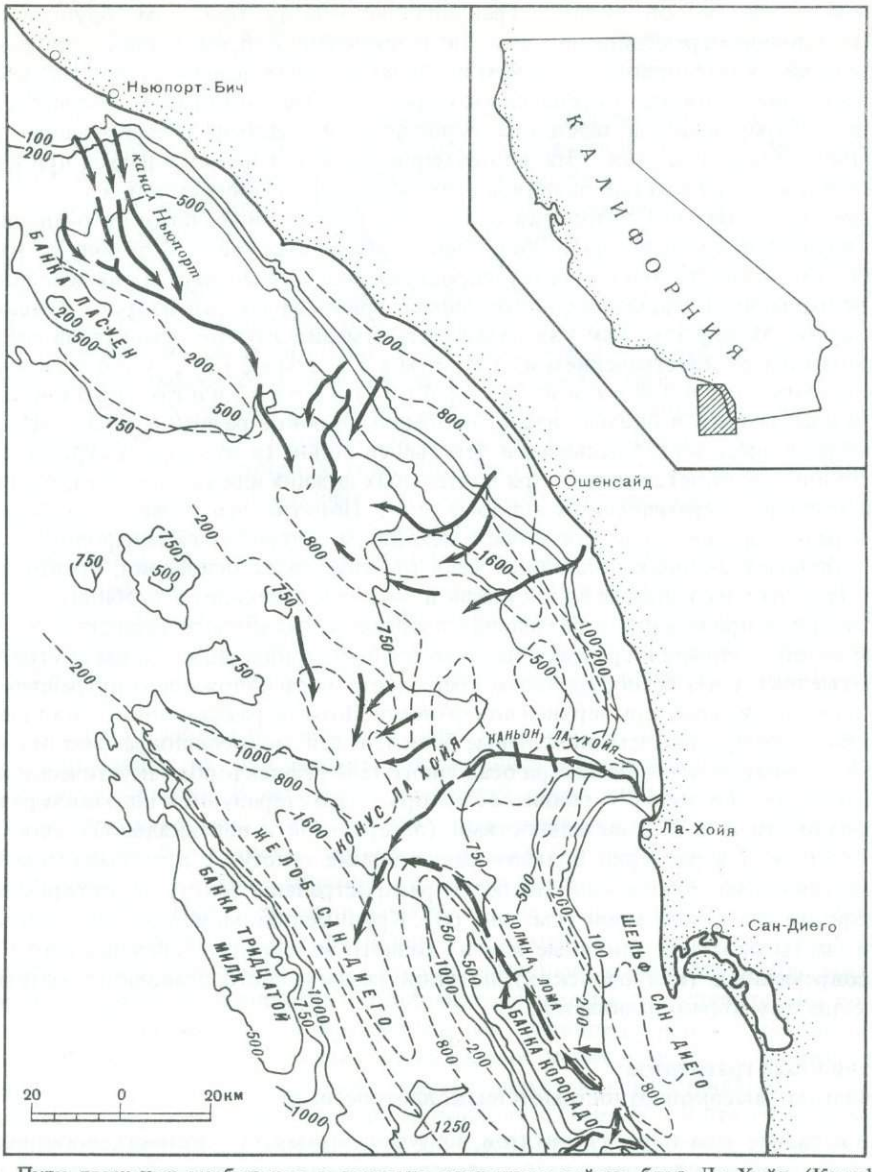


Рис. 61. Пути движения турбидитов в детально изученном районе близ Ла Хойя (Калифорния) [Gracham, Bachen, 1983]. Главные пути перемещения турбидитов в конус Ла Хойя показаны стрелками. Пунктир – изолинии мощности осадков, м

они сложены закономерно переслаивающимися песчаниками и сланцами. Для турбидитов характерна градационная слоистость – постепенное уменьшение содержания и размеров песчаных зерен вверх по разрезу.

В настоящее время турбидиты разделяют на образования высокоплотностных потоков (с концентрацией части более 20–30%, по свойствам приближаются к подводным селям) и низкоплотностных (рис. 62–64). Высокоплотностные турбидиты переносят не только алевритово-песчаный материал, но также и гравий и гальку. Гидродинамика турбидитов, данные экспериментальных исследований, результаты их полевых исследований достаточно освещены в литературе [Kuenen, 1950, 1951; Bouma, 1969; Walton, 1961; Middleton, 1967, 1969, 1970; Allen, 1970; Walker, Mutti, 1973; Walker, 1965, 1975, 1978; Middleton, Hampton, 1973; Patin, 1979; Lowe, 1982; Лонгинов, 1972; и др.].

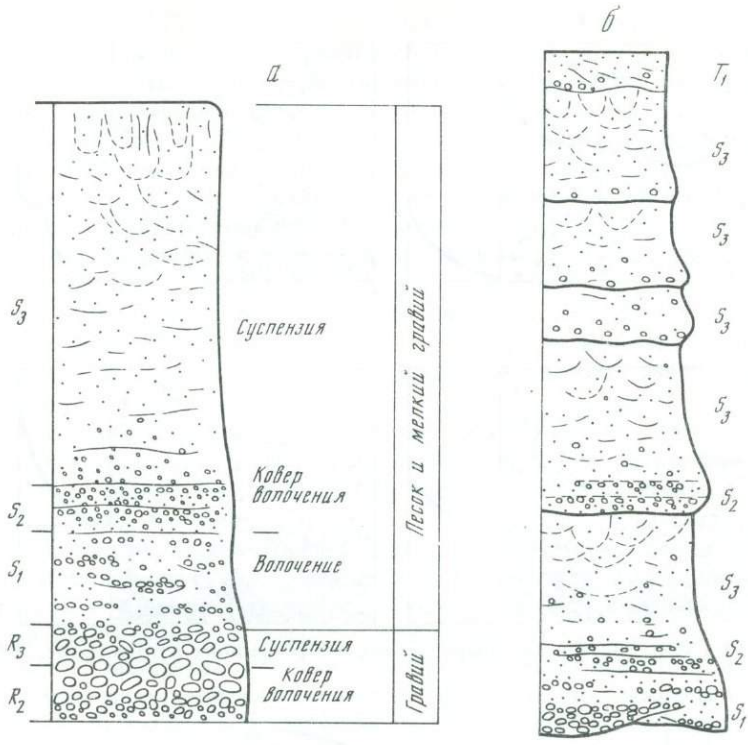


Рис. 62. Комплексы отложений высокоплотностных турбидитов [Lowe, 1982]

а – с гравием и галькой, а также с песком; *б* – песчано-гравийный. Усл. обозначения см. рис. 60

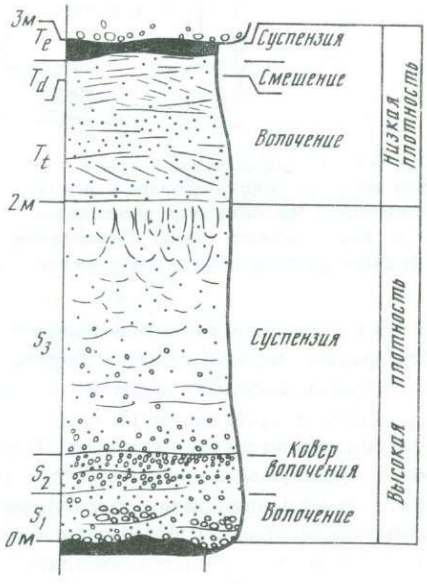


Рис. 63. Теоретический разрез высокоплотностных (снизу) и низкоплотностных (сверху) турбидитов [Lowe, 1982]

Индексами показаны основные слои $S_{(1-3)}$ – высокоплотностные слои, T – низкоплотностные слои

Исходными явлениями для возникновения турбидитов из отложившихся осадков бывают крупные обвалы и оползни рыхлого материала в верхней части склона; материал пополняется при движении водой и становится все более текучим, разбавленным (рис. 65). В ряде случаев турбидиты бывают инициированы сбросом с шельфа больших масс рыхлого материала при сильных штормах и ураганах, а также при цунами.

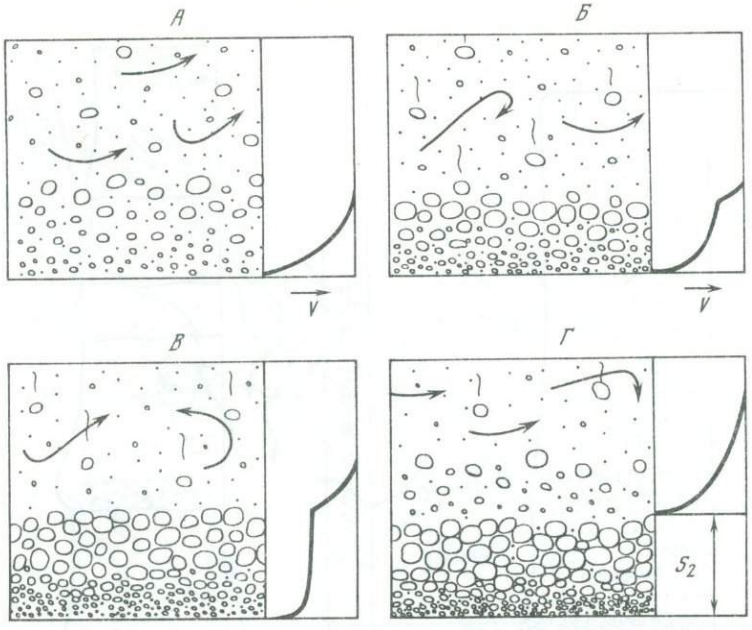


Рис. 64. Схемы образования ковра волочения турбидитного потока [Lowe, 1982]



Рис. 65. Идеализированная схема, показывающая изменение турбидитного потока при его движении вниз по склону (справа налево) [Lowe, 1982]. Мощность слоев показана в относительных единицах. Горизонтальная линия внизу – поверхность, по которой идет движение турбидитных потоков. Вертикальные линии, проведенные в любой части разреза, покажут в первом приближении характер разреза турбидитов – от высокоплотностных справа (*S*) до низкоплотностных (*T*) слева

Детальными исследованиями, которые проводились многие годы в районе Большой Ньюфаундлендской Банки у берегов Северной Америки, удалось установить, что (судя по обрыву кабелей) максимальная скорость движения таких обвалов, переходящих в грязевые и суспензионные потоки, достигает 101 км/ч с постепенным снижением в дистальных частях конусов до 20 км/ч и менее [Heezen, Ewing, 1952]. Эти данные широко используются в литературе, однако они спорны (движение идет не по прямой, а как показывают детальные батиметрические карты, по каньону сложной криволинейной конфигурации). Последние определения скоростей движения турбидных потоков (с учетом всех данных) находятся в пределах от 27 км/ч [Shepard, 1981] до 55 км/ч [Emery et al., 1970] или максимально 69 км/ч [Menard, 1964].

По данным изучения гигантского конуса выноса р. Св. Лаврентия, крупные оползни, вызывающие потоки турбидитов, случаются достаточно часто с геологической точки зрения: один раз в 100–300 лет [Stow, 1981]. По современным представлениям мощность такого потока достигает 1000 м, концентрация взвеси довольно низкая – около 2500 мг/л, а скорость движения 10–15 см/с (36–50 км/ч) [Stow, 1981].

В соответствии с идеальной моделью турбидитного потока для отложений типична закономерная последовательность по горизонтали и "последовательность Боума" по вер-

тикали (см. рис. 63–65). По горизонтали (латерально) от точки образования потока и к его дистальной части происходит уменьшение размеров зерен и частоты встречаемости крупных зерен песка и алеврита. По вертикали характерны последовательные от T_1 до T_5 (иногда их называют также интервалами от A до E).

Нижний элемент цикла (T_1, или A) отвечает основанию потока. Нередко этот слой лежит на неровной поверхности размытого ложа (конгломераты, галька, окатыши из илистых отложений обычно с песком, иногда с примесью мелкой гальки, гравия, раковинового детрита – в зависимоости от состава и крупности исходных отложений). Отложения слоя A представлены чаще всего песком с градационной или массивной текстурой.

Отложения слоя T_2 (или B) – это отложения плоского слоя потока: слоистые песчано-алевритовые отложения (в отличие от T_3, или C слоя, где осадки косослоистые). Наконец, песчано-алевритовая часть последовательности завершается слоем T_4 (или $Д$) – тонкослоистым.

Завершающий последовательность слоев T_5 (или E) откладывается из тонких суспензий и сложен чаще всего пелитом. Это по существу уже суспенситная часть потока; за пределами распространения слоя T_4 господствуют суспенситы, а в местах сильных придонных течений – контуриты.

Изучение флиша в древних толщах, а также современных отложений показывает, что лишь в редких случаях выдерживаются все пять единиц последовательности: как правило, в разрезе выпадают нижние и верхние ее члены. Выпадение нижних членов нередко бывает постепенным и связано с исчерпанием (а часто и с отсутствием) запаса крупнозернистого материала в потоке. Выпадение верхних единиц, отвечающих наиболее тонкому материалу, определяется прежде всего тем, что осаждение идет не в неподвижной воде, а обычно под воздействием придонных течений, уносящих самые тонкие фракции далеко от более крупного материала турбидита. Нередко имеет место и последующий за отложением размыв верхней части последовательности более поздним турбидным потоком.

Вероятность выпадения нижних членов последовательности Боума следует из среднего гранулометрического состава осадков континентального склона и подножия: 5–10% песка и более грубого материала, 10–20% алеврита и 60–80% пелита. Если оползневой блок такого среднего состава при скольжении по склону разжижается водой и превращается в подводный сель, а потом турбидитный поток, то главное значение в нем имеет пелит, сосредоточенный в верхних частях последовательности. Песок и алеврит выпадают раньше всего и для периферических частей конуса их не хватает.

Очень интересные наблюдения были сделаны по турбидитным потокам, вызванным деятельностью человека [Normark, Dickson, 1976]. В Силвер Бэй, штат Миннесота, в одно из озер системы Великих озер длительное время сбрасывались "хвосты" от обогащения железных руд. Постепенно образовалась "дельта" с подводной частью, которая имеет наклон около 17° до глубин 180 м. "Хвосты" по крупности представляют собой песчано-алевритовый материал.

Здесь в 1972–1973 гг. на протяжении 30 недель велись непрерывные наблюдения за развитием турбидитных потоков до глубин 60 м с помощью водолазов, а на больших глубинах – с помощью самописцев, которые размещались в 5 м над дном. За этот срок зарегистрировано 25 турбидитных потоков длительностью каждый от 4 до 328 часов, причем максимальная скорость достигла за время наблюдений 31 см/с. Скорость за время прохождения потока меняется очень быстро. Обычно максимальные скорости были приурочены к подводному руслу, которое далее переходит в конус. Таких русел до глубины 280 м отмечено два. На глубинах 0–60 м водолазы отмечали довольно медленное движение осадков в слое 3–5 м под дном.

Для выделения турбидитов в разрезе отложений второго глобального уровня используют следующие признаки:

1. Типичны слои мощностью обычно в десятки сантиметров, редко 1–10 м с четко выделенным основанием и градационной слоистостью. Наиболее крупный материал со-

средоточен в нижней части слоя, самый тонкий – в верхней. Для полного турбидитного цикла удается выделить несколько ритмов Боума. Отложения зерновых потоков градационной текстуры не имеют, преобладает массивная текстура с обломками, верхний их контакт с пелитами обычно очень резкий (у турбидитов постепенный).

2. Турбидиты выделяются наиболее резко по погрубению материала – первые турбидиты выделялись как песчаные и алевритовые прослои в тонкозернистых осадках. Они резко отличаются от вмещающих отложений по гранулометрическому составу, плотности и другим физическим свойствам, нередко по цвету, текстурам (часто слоистые и конволютные текстуры), по отсутствию следов донных организмов. Наряду с нормальными турбидитами со слоями мощностью обычно не более 1 м, очень редко до 10 м, выделяют мегатурбидиты с мощностью слоев до 100 м и более, которые связывают с землетрясениями (сейсмотурбидиты). Грунлометрия турбидитов определяется питающим материалом, нередко встречаются такие пелитовые турбидиты.

3. По составу (минеральному, остаткам флоры и фауны, органическому веществу и форменным органическим остаткам) турбидиты также отличаются от вмещающих их глубоководных осадков. Происхождение их из мелководных отложений первого уровня лавинной седиментации проявляется в том, что в них обычны остатки мелководных организмов (фораминиферы, диатомовые водоросли), встречаются остатки наземной растительности и другие признаки мелководий. Минеральные комплексы турбидитов типичны для областей питания – устьев рек.

4. Чаще всего турбидиты бывают терригенными, но встречаются и вулканогенно-осадочные, а также биогенные карбонатные. Например, при подледных извержениях вулканов Исландии возникают потоки талых вод, насыщенных вулканическим материалом, которые, поступая в море, и дают начало турбидитам из вулканогенного метериала. Отмечены также карбонатные турбидиты близ коралловых островов и в областях широкого развития карбонатов на шельфах. Вероятны кремнистые турбидиты в трех поясах кремненаполнения и близ апвеллингов.

5. На эхограммах и записях НСП турбидиты выделяются по сильной стратификации толщи и нередко многократным отражениям акустических сигналов, а также по тому, что верхняя их поверхность обычно лежит горизонтально на больших пространствах, создавая "озера заполнения". Под влиянием динамических факторов (течения и др.) на этой поверхности отсутствуют осадочные хребты или волнообразные образования типа дюн и другие признаки отложения.

6. Турбидиты выделяются также по резко отличной от остальной толщи скорости седиментации. Для характеристики скоростей необходимо ввести понятие мгновенной скорости отложения турбидитного потока. Обычно определяется средняя скорость для толщи, которая включает и этапы медленного отложения суспенситов, а также перерывы. Средняя скорость всегда ниже, чем мгновенная. Очень высокие лавинные скорости седиментации турбидитов чередуются и с периодами неотложения и даже размыва – перерывами. Скорости седиментации убывают в общем от дистальных частей конусов к промаксимальным.

7. Главное направление перемещения осадочного материала у турбидитов (как и всей группы гравититов) – вниз по склону, по его понижениям, она практически не связана с течениями в водной толще.

Переходный класс от гравититов к суспенситам – контуриты

Детальные исследования последних лет показали, что далеко не во всех случаях появление прослоев песчано-алевритовых осадков на больших глубинах океана можно объяснить деятельностью суспензионных потоков. Значительная их часть имеет поверхность со знаками ряби (рифелями), что свидетельствует об их отложении под влиянием придонных течений. Текстура таких песчаных тел оказывается косослоистой, т.е. не отвечает главному критерию выделения турбидитов – градационной текстуре. Безусловно, эти отложения связаны с влиянием придонных течений. В некоторых случаях

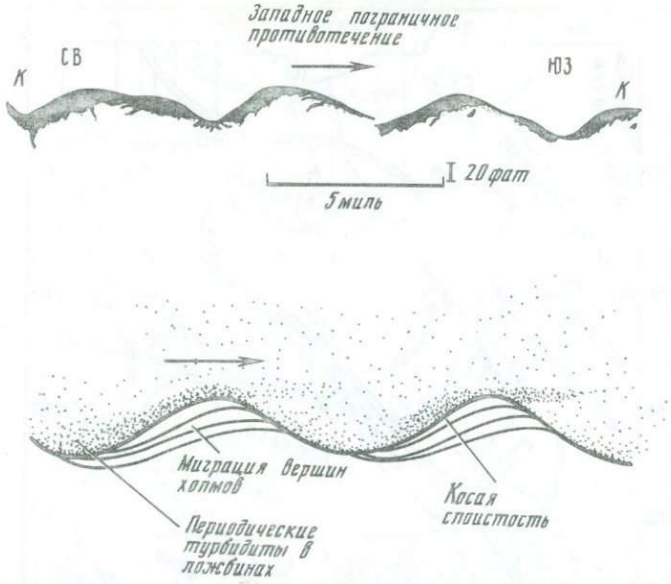


Рис. 66. Область питания контуритов у основания континентального склона Атлантического побережья США [Asquit, 1979]. Холмистая поверхность создана деятельностью турбидитов – понижения в рельефе – и западным пограничным противотечением.

Вверху – запись эхолотом, внизу – интерпретация генезиса холмов

встречают песчано-алевритовые отложения с градационной текстурой, но с рифелями на поверхности, что говорит о воздействии на турбидитный поток придонного течения. По мере усиления придонных течений их воздействие становится все более значительным, отложения все больше отличаются от идеальной последовательности турбидитов — становятся переходными к отложениям придонных течений, а при большем воздействии вообще теряют характерные признаки турбидитов, превращаются в отличия контурных (придонных) течений – контуриты.

Эти осадочные образования своим возникновением обязаны настоящим гравититам, они питаются веществом гравититов и тяготеют к ним пространственно: как бы обрамляют область континентального склона со стороны пелагиали. Как и типичные гравититы, отложения класса контуритов возникают за счет переотложения осадков, т.е. относятся к реседиментитам (рис. 66).

Механизм возникновения этих образований связан с существованием в придонных слоях океанов по периферии глубоководных котловин особых течений глубинных холодных вод, которые, подобно тяжелым жидкостям, заполняют наиболее пониженные части дна. Эти воды возикают при переохлаждении поверхностных вод в Антарктиде и Арктике, вследствие чего становятся тяжелыми [Heezen et al., 1968; Schneidez et al., 1967; Jones et al., 1970]. Переохлажденные тяжелые воды стекают вниз со склонов Антарктиды и распространяются далеко на север — в Атлантическом океане они достигают экватора и далее проникают в северное полушарие до 30–40° с.ш., где сливаются с встречными потоками придонных вод из Арктики (придонные Северо-Арктические) приблизительно на той же широте. Отмечено проникновение к северу от экватора антарктических придонных вод (придонные антарктические) также в Индийском (до Бенгальского залива) и Тихом (до 20–30° с.ш.) океанах. Эти воды прорываются сквозь понижения в подводных хребтах, и скорости течений здесь резко возрастают.

Особенностью распространения этих вод является то, что под действием силы Кориолиса они отклоняются вправо (по направлению течения) в северном полушарии и влево — в южном, при этом как бы упираясь в стену – основание склона. Поэтому наибольшую силу это течение имеет в западных частях океанов и морей, особенно у континен-

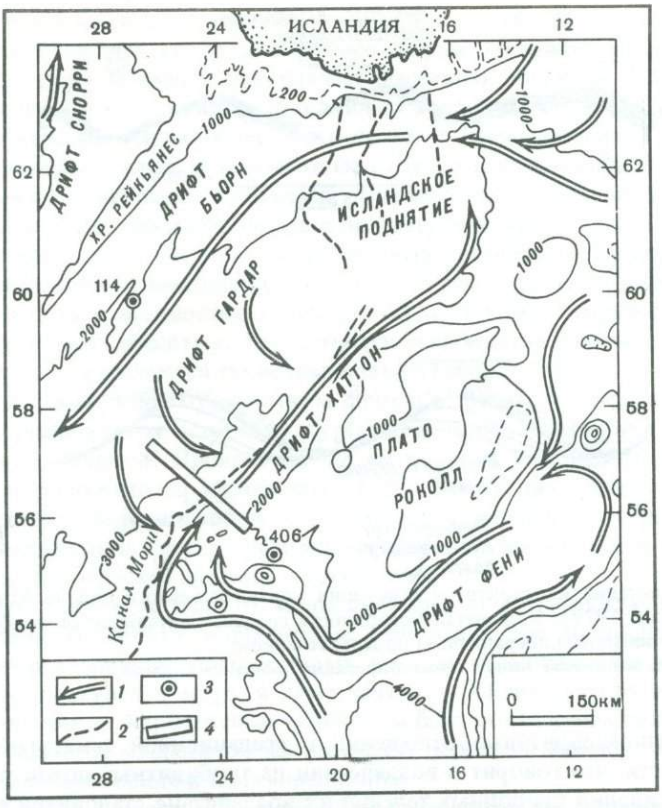


Рис. 67. Главные направления движения контурных течений (и области развития контуритов) в северной части Атлантического океана [McCave et al., 1980] (с юга поступают антарктические придонные воды, с севера – арктические)

1 – направление контурных течений и связанных с ними контуритов; *2* – важнейшие каньоны и долины турбидитов; *3* – скважины глубоководного бурения 406, 114; *4* – разрез (см. рис. 68). Изобаты, в м

тальных подножий. Четко оно прослеживается вдоль Атлантических берегов Северной Америки (также от высоких широт – к экватору) (рис. 67, 68). Сходно с материковыми массивами действуют также и крупные подводные хребты, имеющие меридиональное простирание, например, Срединный Атлантический хребет, и вдоль этих хребтов прослеживаются отложения контуритов.

Скорость придонных течений определяется разницей плотностей; она тем выше, чем больше выхолаживание в высоких широтах и чем меньше плотность местных придонных вод, и, таким образом, подвержена климатическому контролю во времени. В мезозое, когда оледенения высоких широт отсутствовали, данная циркуляционная система резко ослабевала, отложение контуритов не шло. Последний этап возникновения этой глобальной системы связан с резким похолоданием в середине эоцена и постепенным развитием оледенения. Сходные условия периодически существовали и в более древних океанах (при палеозойском и более древних оледенениях).

Следует заметить, что тяжелые придонные воды распространяются не точно по изобатам, т.е. повторяют контуры дна только приближенно под динамическим воздействием вышележащих вод, а также под влиянием изменения плотности, а близ срединных хребтов – также и под влиянием теплового потока из недр. Поэтому Дэвис и Лаутон [Davies, Laughton, 1972] предлагают называть их отложениями, связанными с придонными течениями. Мы считаем рациональным сохранить название "контуриты", имея в виду некоторую условность этого термина.

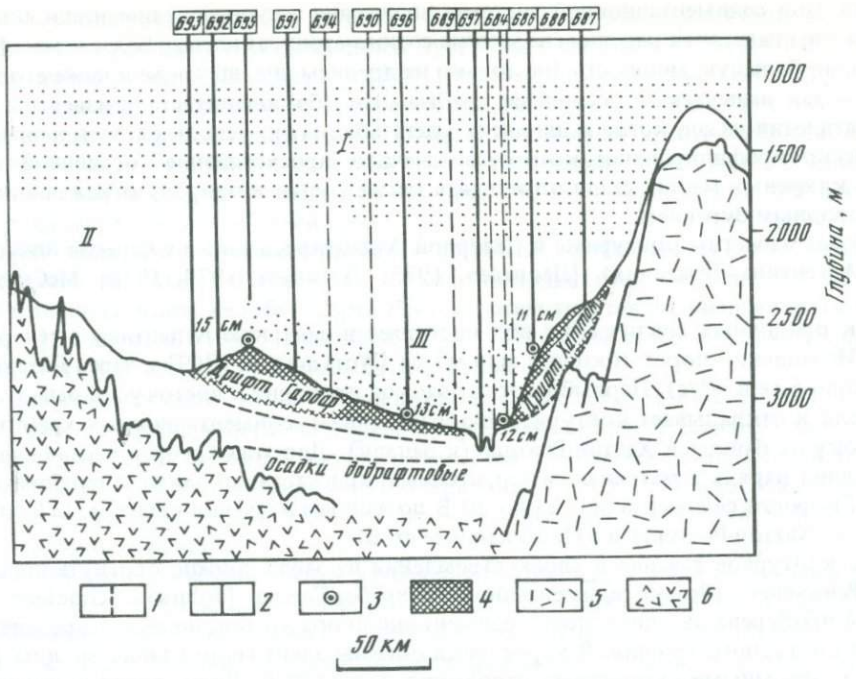


Рис. 68. Разрез через контурные течения Гардар и Хаттон в северной части Атлантического океана (положение разреза см. на рис. 67) [McCave et al., 1980]

Цифры сверху разреза – номера станций

1 – гидрологические; *2* – станции с гидрологией и оптикой; *3* – точки измерения скоростей придонных течений (скорости даны в см/с); *4* – области развития контурных течений; *5* – континентальная кора; *6* – океанская кора. Водные массы: I – Лабрадорская (показана точками); II – ядро Исландско-Шотландских вод; III – северо-атлантические придонные воды и антарктические придонные воды (показано жирными точками), перемещающиеся контурными течениями. Пунктиром показаны главные отражающие слои в толще контуритов

Скорости движения вод в контурных течениях достигают 20–25 см/с, т.е. достаточны для переноса не только алевритового, но и песчаного материала. Данные о скоростях придонных течений в разных океанах сведены В.Н. Лонгиновым [1972]. Немногочисленные эпюры скоростей течений показывают, что скорости у дна быстро снижаются, и пока не отмечено значений более 10–15 см/с в 1 м от дна. А на 10–20 см над дном скорости течений так незначительны, что они не вызывают заметного литологического эффекта. Таким образом, придонные контуры течения очень напоминают струйные течения тропосферы: они имеют характер труб, висящих у дна, на небольшом от него расстоянии. Максимальные скорости отмечаются в центральных частях этих труб с быстрым снижением к периферии. Это транспортные системы придонных вод океана, своего рода "придонные реки", перемещающие осадочный материал и аккумулирующие его в определенных местах.

Рассмотрим их работу в пределах обычного седиментационного цикла: мобилизация осадочного материала, его транспортировка и отложение.

Подготовка осадочного материала, насколько можно судить сейчас, идет в основном за счет тонких фракций гравититов – взмученного материала, который попадает с потоком в нижнюю часть склона, т.е. в область высоких скоростей в трубах (частично это и материал суспенситов, осаждающийся сверху).

Осадочный материал, попавший в контурный поток, переносится на очень значительное расстояние (сотни, а в некоторых случаях и тысячи километров) и откладывается в местах снижения скоростей течения. Отложение идет не под осевой частью, а по периферии течения, где оно смешивается со спокойными придонными водами. При длительном

действии этой седиментационной системы возникают крупные седиментационные поднятия, возвышающиеся над дном на многие сотни метров, а иногда и более чем на 1–2 км, и имеющие большую мощность (не только на древнем дне, но также и ниже его поверхности) – так называемые осадочные хребты. Эти образования стали известны только два десятилетия назад, когда в широких масштабах стало использоваться непрерывное сейсмическое профилирование, которое обеспечило "просвечивание" осадочной толши, а затем в ключевых местах стали определять также состав и природу отражающих слоев глубоководным бурением.

Наиболее известны контуриты в Северной Атлантике, а также у берегов Южной Америки (Аргентина–Бразилия) [Леонтьев, 1975; Лисицын, 1974, 1978; McCave et al., 1980].

Поток придонных арктических вод поступает в северную Атлантику с севера через Фареро-Исландский порог (около 5 млн $м^3/с$) [Wortington, 1969] и через Датский пролив (около 5 млн $м^3/с$). Первый из этих потоков проходит к востоку и к западу от банки Роколл и откладывает контуриты с образованием седиментационных хребтов Фэни (к востоку от банки) и Хаттон-Роколл (к западу). Для этих хребтов характерно, что в их сложении наряду с материалом терригенным присутствуют также и карбонатные наноилы. Скорости седиментации около 30 Б по данным изучения керна ст. 116 (по периферии хр. Хаттон-Роколл) и 51Б по данным ст. 610.

Далее контурное течение в своем стремлении на запад должно обогнуть подводный хребет Рейкьянес, образуя седиментационный хребет Гардар [Johnson, Schneider, 1969]. Скв. 114 пробурена западнее этого седиментационного хребта, но еще в пределах зоны влияния контурного течения. В керне здесь обычны алевритово-глинистые илы, гетерогенные, с огромными скоростями отложения – до 120 Б. Для осадков типична косая слоистость отложений потоков. Содержание карбонатного материала от 5 до 50%.

Хребет Рейкьянес контурное течение преодолевает через многочисленные зоны разломов и попадает далее в Лабрадорскую котловину, где к нему присоединяется вторая ветвь, проходящая через Датский пролив. Здесь образуются седиментационные хребты, огибающие котловину у основания материкового склона, где заканчиваются конусы выноса турбидитов. Толща осадков хребтов акустически прозрачна, она пройдена скв. 112 глубоководного бурения. В керне преобладают серые пелитовые и алевритово-пелитовые илы. Скорость седиментации в пределах от 15 до 40 Б, т.е. не типичная для лавинной седиментации, но значительно выше, чем для обычных седиментитов Атлантики [Davies, Laughton, 1972].

Ветвь контурного течения, проходящая через Датский пролив до впадения в Лабрадорскую котловину, некоторое время тянется у основания склона южной Гренландии, где возникает седиментационный хребет Эйрик [Le Pichon et al., 1971; Johson, Schneider, 1969].

После объединения в Лабрадорской котловине двух ветвей контурное течение имеет расход около 10 млн. $м^3/с$ и называется Западным пограничным течением (скорость 5–18 см/с). Далее оно движется вдоль берегов Северной Америки у основания континентального склона Ньюфаундленда, образуя Ньюфаундлендский осадочный хребет, а затем к югу – осадочные хребты у мыса Гаттерас, Блейк-Багамский внешний и Антильский внешний хребты [Tucholke, Ewing, 1974].

Ньюфаундленский осадочный хребет представляет собой крупное осадочное образование длиной около 500 км, шириной до 250 км и высотой до 1–1,5 км. Мощность осадочной толщи хребта, по данным НСП, около 1,5 км. Поверхность – с многочисленными рифелями, мегарифелями с шагом нескольких метров, а также песчаными волнами высотой 10–20 м и шагом 1–2 км. В отличие от других осадочных хребтов. Ньюфаундленский хребет сложен в основном песчано-алевритовым материалом, что связано, вероятно, с его положением в высоких широтах (питание из ледовой зоны). Типична косая слоистость в разрезе, которая резко отличается от обычных текстур гравититов.

Осадочный Блейк-Багамский хребет располагается на глубинах 2–4 тыс. м и отделяет

Северо-Американскую котловину от Блейк-Багамской. Толща седиментационного хребта в трех местах пройдена глубоководным бурением. Скважины, пробуренные в рейсе 44 глубоководного бурения [Init. Rep. ..., 1974], подтвердили сложение хребта толщей контуритов. Скважина, пройденная на гребне хребта, прошла более 600 м и не вышла из отложений миоцена. Другая скважина близ южного окончания хребта показала, что скорость седиментации на хребте падает в направлении движения контурного течения, т.е. с севера на юг. Миоцен пройден здесь на горизонте 240 м от поверхности дна, а на 600 м от дна вскрыты отложения верхней юры.

Большой Антильский внешний хребет – поднятие, протягивающееся на юго-восток от абиссальной равнины Гаттерас (из точки с координатами 24° с.ш., 70° з.д.). Оно достигает внешней части желоба Пуэрто-Рико, а затем тянется по внешней части желоба до 56°з.д. [Ewing et al., 1968; Tucholke et al., 1973]. Объем этого акустически прозрачного тела достигает 10^5 км^3, а мощность отложений 800 м.

Скорость седиментации для плейстоцен-голоценовых осадков около 200 Б (т.е. лавинная); она, по крайней мере, на порядок выше, чем скорость седиментации в прилежащих котловинах. В составе осадочного вещества преобладает терригенный материал (около 85%). Первичная продукция фитопланктона в этой части Саргассова моря очень низкая и потому вклад седиментитов (биогенный материал) составляет не более 10–15% от осадочного вещества.

Здесь были проведены уникальные измерения придонных течений непрерывно на протяжении 4–6 мес., а также выполнены многочисленные подводные фотографии, позволяющие оценить течения по формам – индикаторам, проведены гидрологические исследования. Скорости течений на глубинах оказались достаточными не только для переноса осадочного вещества, но и для эрозии в отдельных районах. Так, на глубине 5290 м вертушками измерены скорости течений от 2 до 17 см/с, причем векторы скоростей более 10 м/с направлены всегда на юго-восток, т.е. соответствуют контурному течению.

Сложная картина перемещения осадочного материала в этом регионе связана с поступлением придонных вод двух глобальных типов: антарктических донных вод с востока и североатлантических – с северо-запада (см. рис. 67). Североатлантическая придонная вода, проходя по внешнюю сторону от подводного хребта Койкос, откладывает осадочный материал и продолжает частично свой путь на юго-восток вдоль основания Багамских отмелей, а частично в районе прохода Вима. Здесь она смешивается с антарктическими придонными водами и поворачивает на юго-восток, проходя вдоль северного склона осадочного хребта. В районе абиссальной равнины Сильвер происходит сложное перемешивание придонных вод и осадочного материала контурных течений. Осадочные хребты Койкос и Большой Антильский Внешний хребет находятся у основания континентального склона на глубинах 5000–5300 м в зоне встречи контурных течений северного и южного полушария.

Для выделения контуритов седиментационных хребтов используют следующие признаки:

1. На эхограммах и записях НСП эти толщи выделяются как акустически прозрачные без признаков слоистости (в отличие от турбидитов).

2. Пространственно они совпадают с периферией океанов и чаще всего бывают в их западных частях, простираются параллельно континентальным склонам приблизительно по одной изобате (хотя иногда и с отклонениями). Осадочные тела вытянуты по течению, т.е. вдоль склона, чем контуриты резко отличаются от турбидитов, которые концентрируются в конусах и потоках, направленных перпендикулярно склонам. В областях пересечения этих систем возникают необычные осадочные образования – осадочные холмы у основания склонов, которые детально изучены у восточного побережья США [Asquith, 1979].

3. Верхняя поверхность контуритов волнистая, причем наиболее обычны волны от мелких (размеров знаков ряби) до крупных высотой 50 м, длиной около 2 км. В отличие от турбидитов, у которых верхняя поверхность всегда плоская, у контуритов она обычно выпуклая с ясно выделяющимся гребнем хребта. Углы склонов осадочного

хребта не могут быть больше угла естественного откоса. Нередко параллельно протягиваются два осадочных хребта, разделенных поднятием дна. Контуриты – отложения потоков волочения, поэтому для них типична косая слоистость в разрезе, которая сочетается со знаками ряби на поверхности осадочных образований.

4. В плане могут быть прослежены системы подводных осадочных хребтов, которые соответствуют местам разгрузки "подводных рек", это как бы "дельты" этих проводных рек.

5. Скорости седиментации для контуритов значительно ниже, чем для типичных гравититов. По скоростям контуриты стоят на границе лавинной и нормальной пелагической седиментации, перерывы в отложении редки, но обычно очень длительны.

6. Контуриты по составу отвечают тонкой части турбидитов и седиментитам (нормальным пелагическим осадкам). Поэтому обычно это илистые отложения (в том числе осадочные хребты у склонов), реже алевриты, очень редко – пески. Нет градационной слоистости, включения обломков, ритмов. Наиболее типична косая слоистость толщ, состав осадочного вещества отвечают составу имеющихся турбидитных источников (но без крупного материала).

7. Главное направление перемещения осадочного материала, как отмечалось, проходит вдоль основания склона или вдоль флангов подводных поднятий, а не в направлении вниз по склону, по нормали, которое обычно для гравититов. Направление придонных течений обычно резко отличается от направления поверхностных течений, чаще всего они обратны.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВКЛАДА ГРАВИТИТОВ РАЗНОГО КЛАССА И СУСПЕНСИТОВ В ПОСТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ ВТОРОГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ

Чем больше вклад быстронакапливающихся отложений гравитационной природы (гравититов), тем выше суммарная скорость седиментации. Это, в частности, отмечено в подводном конусе выноса р. Нил (см. рис. 13, 31). Сопоставление сделано по колонкам, на основании сравнения мощностей прослоев, относящихся к горизонтальной (гравититы) и вертикальной (суспенситы) седиментации. В восточной части конуса выноса р. Нил (конус Розетта), где скорости седиментации лавинные (более 80–120 Б), преобладают гравититы: их количество превышает вклад суспенситов в 1–4 раза и более.

Важные результаты по распространению различных классов гравититов получены для подводного конуса Амазонки [Damuth, Embley, 1978]. Исследования проводились с помощью высокочастотного сейсмопрофилографа. Удалось установить три главных участка развития тяжелых гравититов (оползней и пастообразных потоков) в верхней и средней частях конуса. Отложения, связанные с оползнями и пастообразными потоками, закартированы на площади около 75 тыс. км^2 (приблизительно на 10% площади конуса). Пастообразные потоки развиваются на малых уклонах (0,3–0,6°) и проникают на расстояние до 300 км от исходных точек. Мощность возникающих при этом слое гравититов этого класса от 10 до 50 м, а общий объем осадочной массы – около 3800 км^3. Удается выявить три главные области распространения гравититов этих двух классов: восточную, наиболее обширную с общей площадью развития оползней и пастообразных потоков 32,5 тыс. км^2, центральную – с площадью их развития около 28,8 тыс. км^2 и западную, – где они занимают 21,2 тыс. км^2. Во всех этих областях получено по нескольку контрольных колонок донных отложений, что дало возможность не только проверить данные сейсмопрофилирования, но и изучить детали текстуры.

Сходные данные были получены для подводного конуса Миссисипи [Walker, Massingill, 1970], где сейсмопрофилированием на частотах 3,5 кгц удалось закартировать две области развития оползней и пастообразных потоков. Они имели от 75 до 130 км в ширину и простирались вниз по конусу на 240–300 км. Эти исследования показывают, что оползни и пастообразные перемещения материала имеют здесь большое значение.

Из сказанного можно заключить, что разные классы гравититов разобщены в пространстве, сосредоточены в разных частях конусов. В верхней и средней частях широко развиты наиболее тяжелые гравититы (т.е. отличающиеся большим объемным весом и вязкостью) – оползни всех видов и пастообразные потоки. Ниже (в среднем и нижнем конусах) преобладают легкие гравититы – турбидиты большой и малой плотности, которые часто продолжаются контуритами.

Итак, отложение осадочного материала на втором глобальном уровне идет с лавинными скоростями. Здесь имеют место особые процессы подготовки, транспортировки и отложения вещества, господствуют гравититы. Для этого царства гравититов удается выделять различные типы и ряды, которые распознаются и в разрезах древних отложений. Транспортировка огромных количеств осадочного вещества гравититами обеспечивает сохранность органического вещества. Лавинное осадконакопление на втором уровне с возникновением крупных ОПБ сочетается здесь с достаточно высокими содержаниями органики, что позволяет рассматривать пояс лавинной седиментации второго уровня как перспективный на нефть и газ (Троцюк, 1982, Горбачев, 1983; Геодекян, Забенбарк, 1985). Пояс, протягивающийся более чем на 350 тыс. км по окраинам континентов, а также выявляющийся у основания океанских островов-вулканов и других крупных поднятий океанического дна, питается осадочным материалом за счет лавинной седиментации первого уровня. Питание прерывистое во времени. Главная часть осадочного материала сбрасывается с первого уровня на второй при глобальных понижениях океана. Этот сброс количественный, т.е. без уноса заметных количеств материала в суспенситы. Этим объясняется и то, что на современном этапе высокого состояния океана на первом лавинном уровне откладывается 70–90% от твердого стока рек, но для более длительного отрезка времени подавляющая часть осадочного вещества (более 70%) концентрируется не в эфемерных с геологической точки зрения отложениях первого уровня, а на втором уровне. Сброс материала с первого уровня на второй происходил при неоднократных снижениях поверхности океана (до 8–12 только за четвертичное время). Еще более значительные изменения уровня океана, а следовательно, и сброс осадочного вещества из ОПБ первого уровня в ОПБ второго были в фанерозое и на более ранних этапах развития океанов и морей.

Глава IV

ТРЕТИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ (ЗОНЫ СУБДУКЦИИ ОКЕАНСКОЙ КОРЫ). ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА, ТИПЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН

Наибольшие по площади участки дна Мирового океана расположены на уровне от 3000 до 6000 м (73,8%). Глубины более 6000 м занимают всего около 1,1%, это глубины глубоководных желобов. Средняя глубина Мирового океана составляет 3795 м; отдельно для океанов: для Тихого – 4280 м, Атлантического – 3940 м, Индийского – 3960 м, Северного Ледовитого – 1200 м.

Глубоководные желоба – области океанского дна с глубинами больше 6000 м – находятся ниже средней глубины Мирового океана на 2–5 тыс. м, т.е. перепад глубин близок и даже превышает перепад глубин в области континентального склона (если рассматривать его со стороны океана). При рассмотрении перепада глубин со стороны континента, учитывая разность высот между вершинами островных и континентальных гор и дном глубоководных желобов, эта разница составляет более 15 км. Понятно, что это создает огромный запас потенциальной энергии для гравитационных перемещений осадочного вещества.

Глубоководные желоба – это самый нижний уровень перемещения осадочного ве-

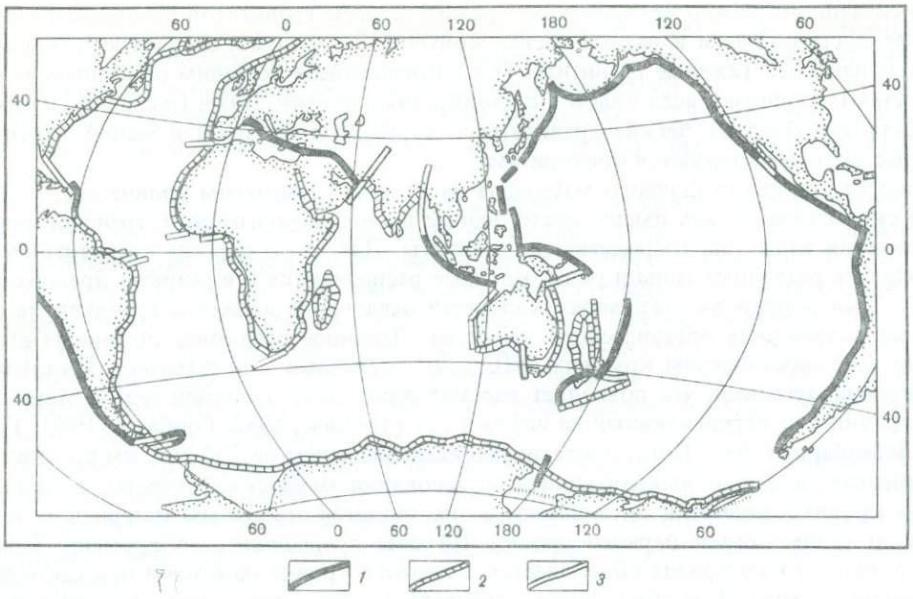


Рис. 69. Типы континентальных окраин [Буалло, 1984]
1 – активные; *2* – пассивные; *3* – трансформные

щества в пределах нашей планеты, абсолютный максимум глубины отвечает дну Марианской впадины – 11022 м.

Главнейшие глубоководные желоба приходятся на активные окраины океанов – зоны субдукции океанской коры (или дивергентные, деструктивные) (рис. 69). Другая часть понижений дна с глубинами более 6000 м не связана с активными окраинами и представляет собой участки дна трансформных разломов – ущелий.

Всего в настоящее время выделяется в Мировом океане 34 желоба, из них 24 приходятся на активные окраины, а 10 – на ущелья разломов (Романш, Вима, Арго, Мария Целеста и др.). Поскольку Тихий океан окружен в основном активными окраинами (около 60% периметра), то главная часть глубоководных желобов сосредоточена именно здесь (28 желобов). Здесь же располагается и самый глубокий из желобов – Марианский. В Тихом океане сосредоточены глубочайшие желоба активных окраин с глубинами более 10 км (Марианский, Тонга, Кермадек, Филиппинский) и от 9 до 10 км (Бугенвильский, Бонинский, Волкано, Курильский, Санта-Крус). В Атлантическом океане на его активной окраине только два глубоководных желоба – Пуэрто-Рико (8742 м) и Южно-Сандвичев (8246 м), а в Индийском всего один – Зондский (7209 м).

Для развития лавинной седиментации, как отмечалось, важное значение имеет перепад глубин: чем больше перепад, тем выше потенциальная энергия процесса. Глубины современных желобов активных окраин колеблются в среднем от 6 до 11 км, т.е. разброс составляет около 5 км. Закономерно ли распределение глубин глубоководных желобов, с какими факторами они связаны и могут ли прогнозироваться?

Были проведены специальные исследования по связи глубин желобов со скоростью субдукции и с возрастом пород ложа океана (определяется чаще всего по магнитным аномалиям) [Dubois et al., 1977; England, Wortel, 1980; Grellet, Dubois, 1982].

Для построений используют как глубину дна желоба, так в ряде случаев и относительную глубину (разность между глубиной желоба и глубиной ложа с океанской стороны желоба). Как видно из рис. 70, *А*, глубина желоба относительно прилежащего дна океана (относительная глубина) обратной связью связана со скоростью субдукции: чем выше скорость субдукции, тем менее переуглублен желоб. Вторая закономерная связь

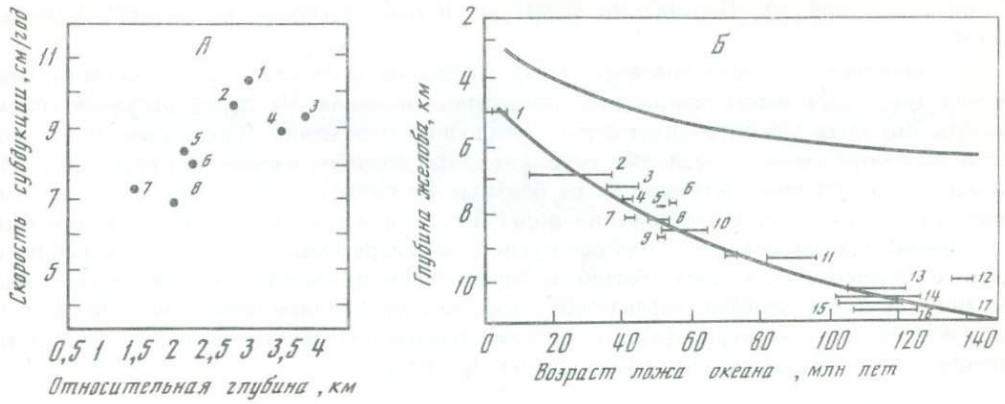


Рис. 70. Зависимость максимальной глубины глубоководного желоба от скорости субдукции и от возраста погружающейся плиты [Grellet, Dobis, 1982]

А – зависимость глубины желоба (глубина относительно дна прилежащих к желобу частей океана) от скорости субдукции. Желоба: *1* – Новые Гебридские; *2* – Перуанско-Чилийский; *3* – Тонга-Кермадек; *4* – Курильский; *5* – Джава; *6* – Центрально-Американский; *7* – Зондский; *8* – Алеутский *Б* – зависимость глубины желоба от возраста плиты, уходящей в зону субдукции. Вверху кривая Парсонса – Склейтера для океанского дна вне областей субдукции. Нижняя кривая – для океанских желобов. Желоба: *1* – Наикай; *2* – Центрально-Американский; *3* – Южный Гебридский; *4* – Зондский; *5* – Алеутский; *6* – Рюкю; *7* – Перуанско-Чилийский; *8* – Палау; *9* – Яп; *10* – Ново-Британский; *11* – Пуэрто-Риканский; *12* – Идзу-Бонинский; *13* – Кермадек; *14* – Филиппинский; *15* – Курильский; *16* – Тонга; *17* – Марианский

установлена с возрастом океанских частей плит, которые уходят в зону субдукции (рис. 70, *Б*). Чем более древние плиты уходят в зону субдукции, тем больше глубина желоба. Самые древние части Тихоокеанской плиты с возрастом 140 млн лет, уходя под Марианскую дугу, погружаются до глубины 11 км. Участки желобов с субдукцией молодой (10–20 млн лет) океанской коры имеют максимальные глубины – не более 5–7 км.

Как известно, для дна океана вне глубоководных желобов имеет место закономерная связь: глубина базальтового ложа – возраст. Эта связь определяется кривой Парсонса–Склейтера. В пределах известного для океана интервала возраста от 0 в срединных хребтах до 140 млн лет глубины закономерно растут от 2,7 км на срединных хребтах до 6 тыс. м (верхняя кривая на рис. 70, *Б*). Этот закономерный рост глубин ложа с возрастом объясняется утяжелением океанской плиты за счет ее остывания и увеличения мощности. Та же, в общем, картина наблюдается и для глубоководных желобов, но кривая глубин их дна проходит ниже кривой Парсонса–Склейтера для молодых частей плит на 2 км, а для самых древних – на 5 км. Установленные закономерности могут использоваться для палеоокеанологических построений. Итак, наибольшие перепады глубин (определяющие как саму возможность, так и интенсивность развития лавинной седиментации на третьем уровне) возникают там, где происходит субдукция наиболее древних участков океанской плиты, и там, где скорость субдукции минимальна. Тектоника в области лавинной седиментации третьего уровня определяет как масштабы, так и направленность перемещений осадочного вещества.

По тектоническим условиям активные окраины разделяются по крайней мере на два типа с несколькими подтипами, отличающимися по движениям, вулканизму, отложениям. Это активные окраины островодужные (с подразделением на островные дуги с корой океанского типа и на островные дуги с корой континентального или переходного типа, их называют также дугами с микроконтинентами в цоколе), а также на активные окраины континентов (андийского типа).

Шире всего распространены желоба островодужного типа, располагающиеся по океанскую сторону от островных дуг. Активные окраины континентов и связанные с ними глубоководные желоба встречаются только в Тихом океане. Это с юга на север:

Чилийский (8069 м), Перуанский (6601 м) и Центрально-американский (6498 м) желоба.

Для лавинной седиментации в условиях глубоководных желобов активных окраин океана тектоника имеет исключительно важное значение. Не будет преувеличением сказать, что здесь она определяет судьбы осадочных отложений. В условиях субдукции океанская кора вместе с осадками глубоководных желобов уходит под островные дуги или под континент, погружается на большие глубины и в условиях высокой температуры и избыточного содержания воды переплавляется. Зона плавления, которая прослеживается по очагам глубокофокусных землетрясений (по их исчезновению в связи с плавлением), уходит обычно на значительное расстояние от осей желобов под окраину. Для дна желобов характерны очень низкие (минимальные) значения теплового потока, а также отрицательные гравитационные аномалии, т.е. это желоба также термические и гравитационные (Зоненшайн и др., 1976).

ОСТРОВОДУЖНЫЕ АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ

Все островодужные активные окраины устроены по единой схеме (рис. 71–73), и их элементы образуют характерные ансамбли структур и донных осадков (рис. 74–77). Типичный ансамбль состоит из четырех элементов, которые закономерно сменяют друг друга и протягиваются линейно вдоль дуги: это (если следовать от океана к континенту) глубоководный желоб; осадочная терраса; собственно вулканическая островная дуга и окраинное море.

Все островные дуги выпуклой стороной обращены к океану, их кривизна составляет около 22° [Зоненшайн и др., 1976; Фишер 1978] - Главная часть островных дуг изогнута к востоку, редко имеет противоположный изгиб.

Глубоководный желоб глубиной до 11 км имеет ширину в верхней части около 100 км, а по дну – от нескольких до первых десятков километров. Склон желоба океанской стороны образован океанской литосферой. Он обычно менее крутой, чем склон со стороны островов или континента. На этом склоне обычно встречаются глубоковрезанные каньоны (в отличие от океанского). Обычно перегиб в верхней части склона к равнине океанского ложа сопровождается невысоким (до 500 м) краевым поднятием (например, поднятие Зенкевича по внешнюю сторону Курило-Камчатского желоба). На склоне встречаются многочисленные разломы, нередко проходящие также и через подводные горы, которые затягиваются в желоб (наблюдения с подводных аппаратов в желобе Нанкай франко-японской экспедицией).

Дно желобов обычно выровнено осадками. На записях сейсмопрофилографов видно, что под осадками желоба имеют *У*-образную форму и что слой осадков обычно не превышает 100–500 м, реже 2–3 км. Дно нижней части желоба разделено поперечными и продольными перемычками, на которых залегают осадки, часто не имеющие следов деформации. Как показывают исследования в колонках, осадки сложены разнообразными гравититами.

Приостровные склоны желобов обычно крутые, иногда вертикальные. Осадки здесь встречаются только в отдельных "карманах" и на уступах (рис. 78).

Осадочная терраса. Ось желоба обычно отделена от островной дуги глубоководной террасой шириной до 100–200 км. Нередко части этой террасы поднимаются над уровнем океана, давая невулканическую часть дуги (Малая Курильская дуга). Эта терраса сложена осадочными отложениями первого и второго уровней лавинной седиментации. Возраст нижних слоев отвечает мелу, а чаще эоцену–миоцену. По составу это туфовые и лавовые отложения, продукты вулканической деятельности дуги. Природа цоколя этих отложений не ясна.

Собственно вулканическая островная дуга представляет собой цепь активных вулканов, вздымающуюся над водой и разделенную на острова проливами. Осадочный материал здесь представлен пирокластикой и продуктами выветривания лав нередко также с заметным содержанием биогенного материала. Мощность до 8–10 км. Главные

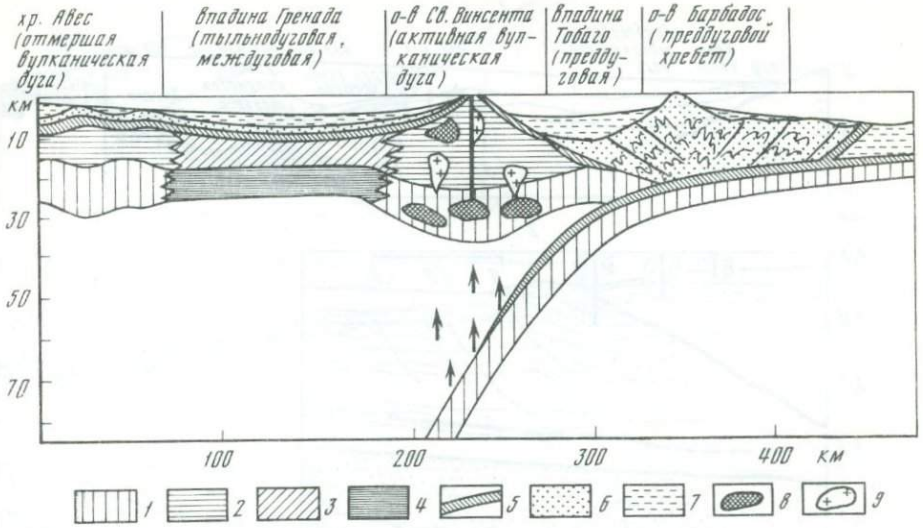


Рис. 71. Сводный разрез через активную окраину (Восточно-Карибскую) [Вестбрук, 1983]

1 – нижняя часть островодужной коры, отвечающая третьему слою океанской коры с основными и ультраосновными интрузиями; *2* – основная часть островодужного комплекса; *3–4* – аномально мощная океанская кора; *5* – вулканиты; *6* – консолидированные осадки; *7* – недеформированные осадки; *8* – магматические камеры; *9* – диоритовые и дацитовые плутоны

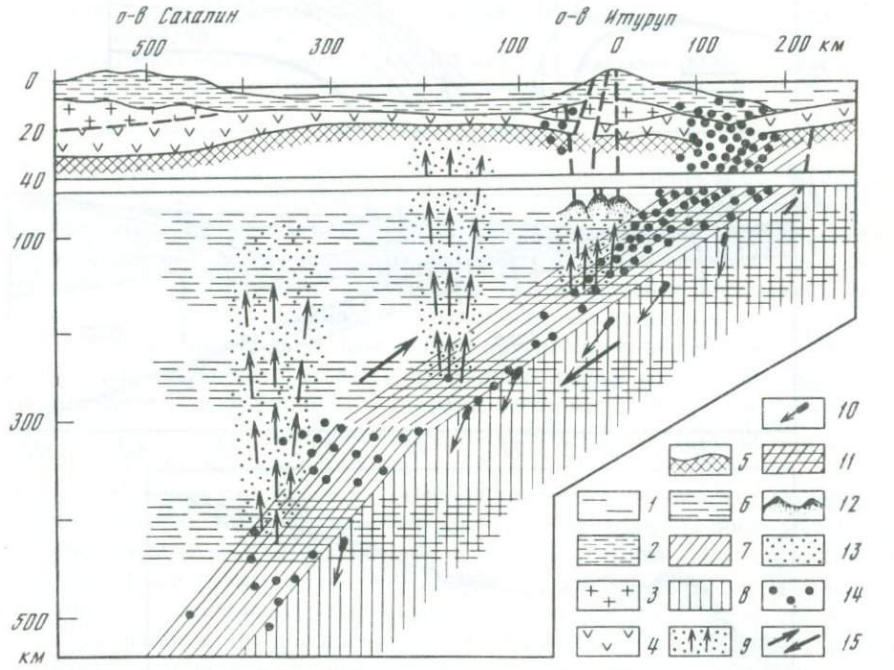
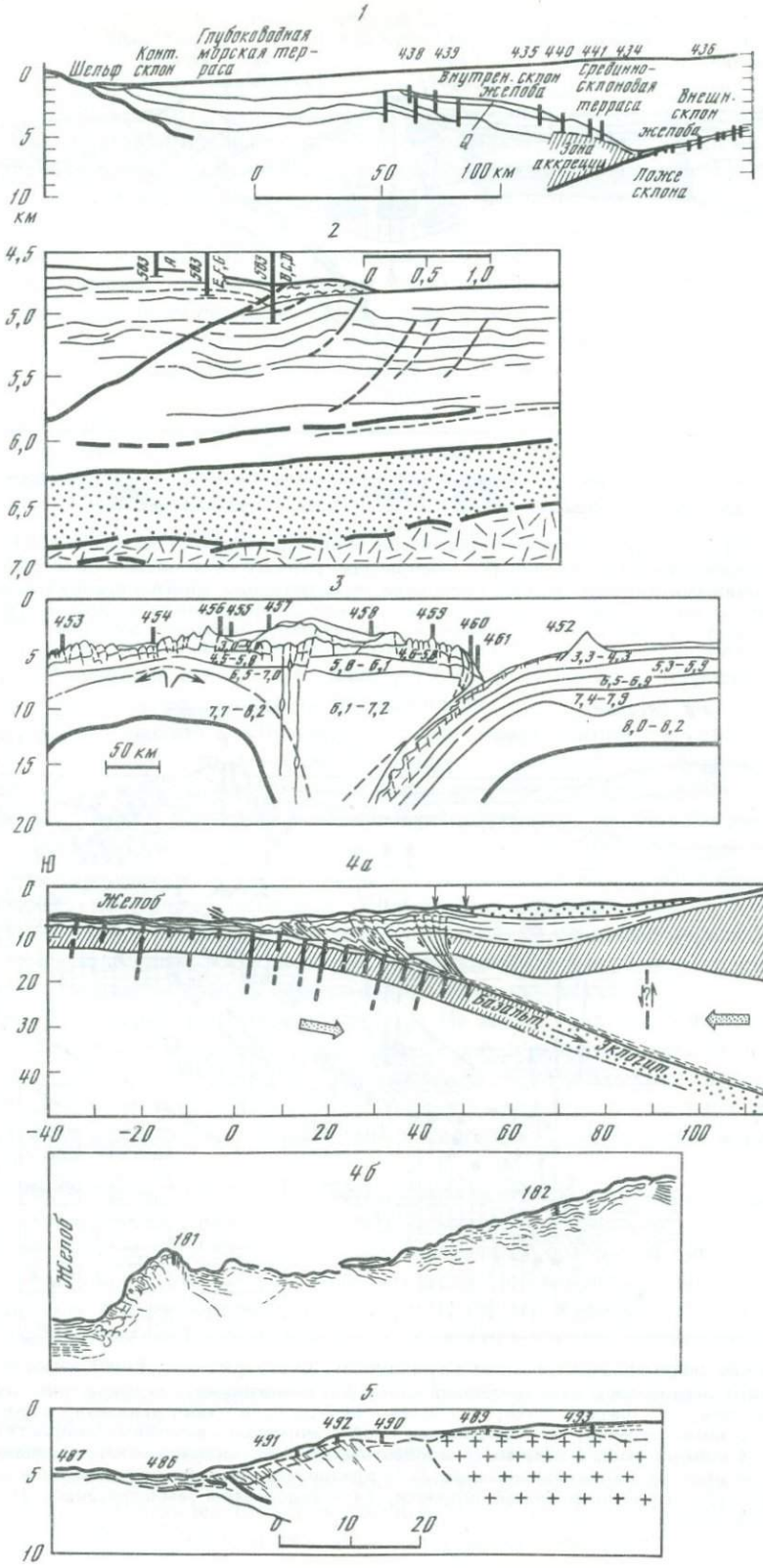


Рис. 72. Строение сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона [Гнибиденко и др., 1984]

1 – вода; *2* – осадочный и вулканогенный слои; *3* – гранитно-метаморфический слой; *4* – метабазальтовый слой; *5* – раздел Мохо; *6* – астеносферные слои с пониженными скоростями; *7* – фокальная зона землетрясений; *8* – наклонный слой с аномально высокими скоростями сейсмических волн; *9* – поток тепла и летучих компонентов; *10* – опускание тяжелых дифференциатов; *11* – вероятные области магмообразования; *12* – предполагаемые области скопления магматических продуктов; *13* – слои повышенной скорости; *14* – гипоцентры землетрясений; *15* – ориентировка смещений


1
Шельф
Конт. склон
Глубоководная морская терраса
438 439
435 440 441 434
436
Внутрен. склон желоба
Срединно-склоновая терраса
Внешн. склон желоба
Зона аккреции
Ложе склона
0
50
100 км
0
5
10
км
2
0
0,5
1,0
4,5
5,0
5,5
6,0
6,5
7,0
3
453
454
456
455
457
458
459
460
461
452
4,5-5,0
5,0-6,1
6,3-7,0
7,1-8,2
6,1-7,2
3,3-4,1
4,1-5,3
5,3-5,9
6,5-6,9
7,4-7,9
8,0-8,2
50 км
0
5
10
15
20
Ю
4а
С
Желоб
Базальт
Эклогит
0
10
20
30
40
-40
-20
0
20
40
60
80
100
120
4б
Желоб
181
182
5
487
486
491
492
490
489
488
0
10
20
0
5
10

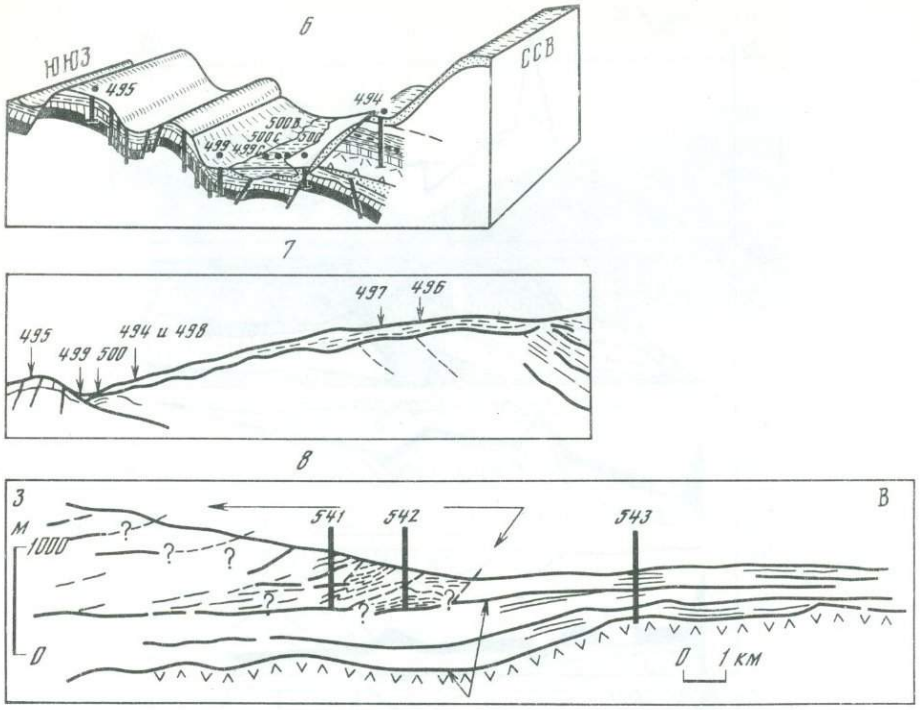


Рис. 73. Активные окраины континентов. Профили и блок-диаграммы, составленные по данным глубоководного бурения [Хаин, 1984]

1 – Японский глубоководный желоб; *2* – желоб Нанкай; *3* – Марианский желоб; *4а, б.* – Алеутский желоб; *5* – желоб у берегов Мексики; *6* – Гватемала; *7* – Гватемала–Коста-Рика; *8* – о-в Барбадос

типы лав – андезитовые и риолитовые, реже – базальтовые (причем особого островодужного типа базальтов). По химическому составу лавы относят к кальциево-щелочной серии. Питаются эти вулканы магмой с глубин 50–60 км и более из области плавления (магматических очагов) по зоне субдукции. Таким образом, главный тип вулканизма – средний и кислый, эксплозивный, типична его латеральная зональность. На разрезе поперек островной дуги наблюдается закономерное изменение содержания K_2O в андезитах. Эти изменения больше, чем любого другого компонента: от минимального с океанской стороны дуги (что отвечает его минимальному содержанию в океанской коре) с закономерным возрастанием в сторону континента [Хатертон, 1978]. Также поперек дуги меняется и состав вулканитов: от толеитовых пород с океанской до щелочно-оливиновых с континентальной стороны.

Островным дугам присущи высокие значения теплового потока, что связано с современным вулканизмом. По океанскую сторону дуги проходит граница между минимальными значениями потока по оси желоба и максимальными – по оси островодужного вулканизма. Для островных дуг с континентальным типом коры характерны выходы на поверхность в островных дугах древних складчатых комплексов вплоть до докембрийских, мощность коры приближается к континентальной и составляет до 20 км.

Исключительно важной для осадочного процесса особенностью является широкое развитие сейсмичности, что вместе с большими перепадами глубин приводит к особенно обширному развитию здесь разнообразных гравититов. Очаги землетрясений располагаются на поверхности сейсмофокальной плоскости, которая уходит под островные дуги под разными углами наклона (зона Заварицкого–Вадати–Беньофа). Часты глубокофокусные землетрясения (вплоть до 700 км), но чаще всего на глубинах около 40 км. Пояс максимальной сейсмичности имеет ширину около 50 км.

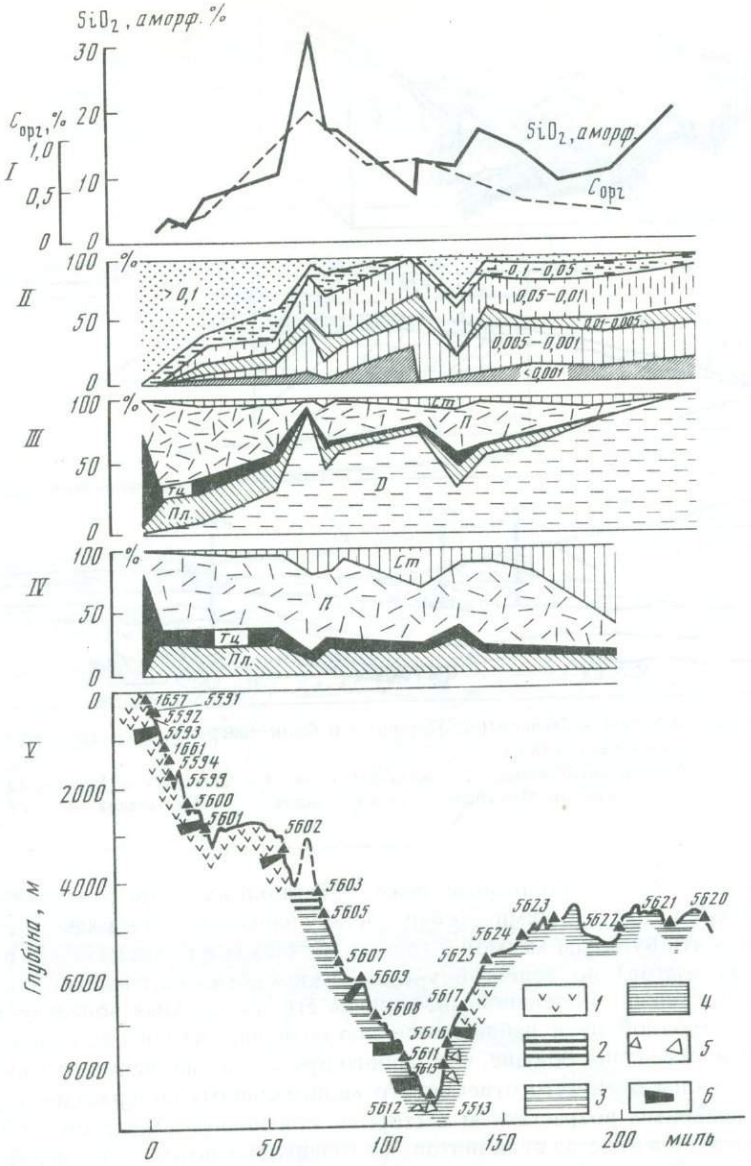


Рис. 74. Поперечный разрез через Курило-Камчатский желоб в районе южной оконечности о-ва Смушир [Мурдмаа, 1971]

I – содержание в осадках аморфного кремнезема и органического углерода ($C_{орг}$); *II* – гранулометрический состав осадков (цифры – размер фракций); *III* – минеральный состав мелкопесчаной фракции осадков (Ст – вулканическое стекло, П – пепловые частицы, ТЦ – темноцветные минералы, включая магнетит, Пл – плагиоклаз, Д – створки диатомей и радиолярий); *IV* – состав обломочного материала мелкопесчаной фракции (пересчет на бескремнистое вещество) обозначения те же, что на *III*; *V* – профиль дна с точками отбора проб Типы осадков: *1* – грубозернистые вулканокластические (гравий, песков, алеврит); *2* – диатомовые илы (аморфного кремнезема более 30%); *3* – илы кремнисто-глинистые (аморфного кремнезема 15–30%); *4* – обломочно-глинистые туффитовые турбидиты; *5* – обломки пород; *6* – обнажения (О – получены осадочные породы, Т – получены турбидиты)

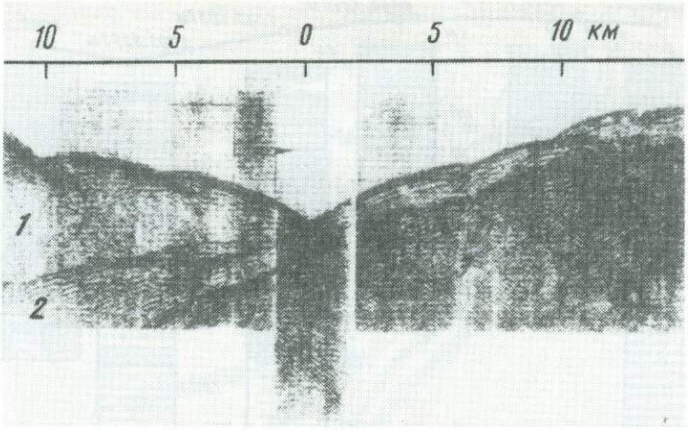


Рис. 75. Временной сейсмический разрез через Курильский глубоководный желоб [Бондаренко и др., 1977]

1 – внешний край островной дуги; *2* – слой пелагических осадков; *3* – породы океанской коры

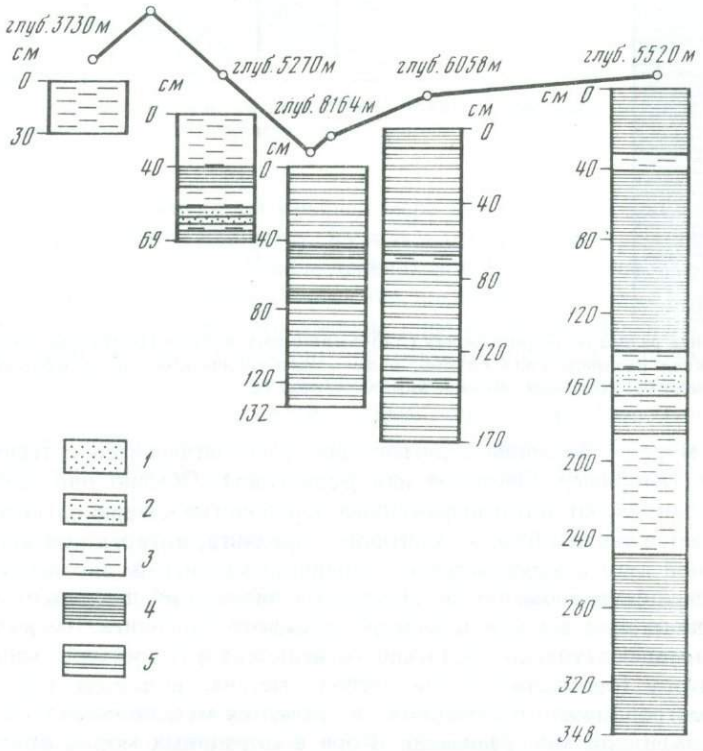


Рис. 76. Поперечный разрез через Курильский глубоководный желоб. Сверху – схема распределения глубин, внизу – литологический состав осадков из колонок на разрезе на траверзе пролива Буссоль [Безруков, 1955]

Типы осадков: *1* – пески; *2* – крупные алевриты; *3* – мелкоалевритовые илы; *4* – алевритово-глинистые илы; *5* – глинистые илы

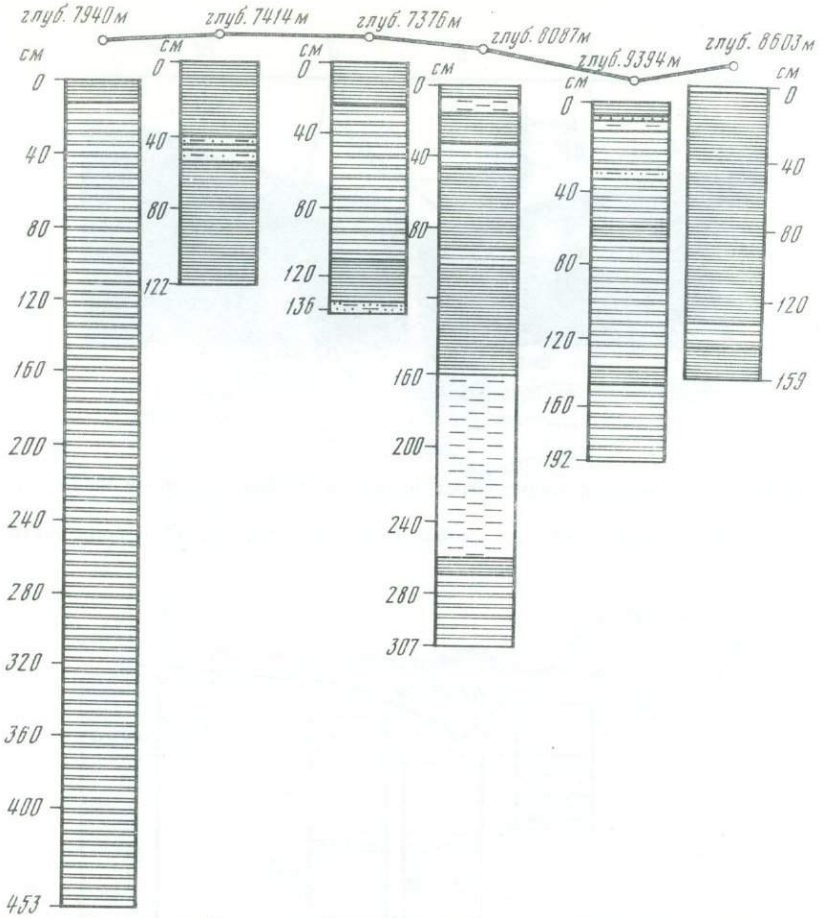


Рис. 77. Продольный разрез по Курильскому глубоководному желобу [Безруков, 1955]

Сверху – кривая распределения глубин, ниже – литологический состав колонок из наиболее глубоких частей желоба. Условные обозначения см. на рис. 76

Окраинное море – бассейны седиментации, располагающиеся с тыловой стороны островных дуг (например, Охотское или Берингово). Обычно они разделены на несколько котловин, имеют четко выраженный или пологий материковый склон. Нередко здесь располагается также область задугового спрединга, которая протягивается параллельно островной дуге и выявляется по линейным магнитным аномалиям, сходным с океанскими линейными аномалиями. Другой геофизический показатель – повышение значения теплового протока в зоне заостроводужного спрединга. Имеются и геохимические индикаторы поступления эндогенного вещества и гидротермальной деятельности: аномалии газов (особенно изотопа гелия, метана, водорода и др.). Здесь же (в областях заостроводужного спрединга) встречаются металлоносные осадки, а также проявления сульфидной минерализации. Кора в окраинных морях континентального или переходного типа, мощность осадочного покрова закономерно меняется, увеличиваясь к основанию континентального склона, т.е. в областях лавинной седиментации второго уровня.

Древние островные дуги очень широко распространены в разрезах геологического прошлого в любые эпохи фанерозоя. Обычно четко выделяется вулканическая дуга с андезит-риолитовым вулканизмом и пирокластикой, а также породы, слагавшие осадочную террасу и глубоководный желоб, глубоководные отложения с толеитовыми базальтами и протрузиями гипербазитов, меланжем и олистостромами.

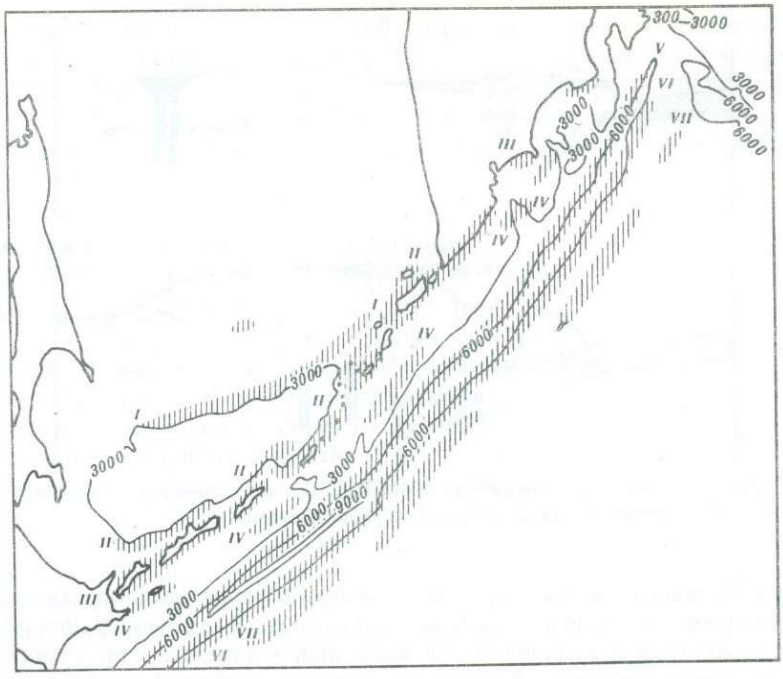


Рис. 78. Схема распространения зон локального отсутствия современных осадков на склонах Курильской островной дуги (*I–VII*) [Безруков, 1955]

Установлено, что существуют по крайней мере два типа островодужных активных окраин – долговременные (Японская, Курильская) и кратковременные (Центральный Казахстан, Тасмания и др.). Поиск древних зон Беньофа, которые маркируются офиолитовыми швами, имеет большое значение, поскольку это магмо- и рудоконтролирующие структуры. Кроме того, эти древние швы позволяют восстанавливать и геодинамическую обстановку океанов прошлого, реконструировать границы плит, направление их движения, тип окраины. На древних аналогах островных дуг удается выявлять некоторые особенности хода лавинной седиментации и преобразования осадочного вещества, которые невозможно изучить в современных осадочных разрезах дуг, поскольку бурение пока не позволяет проникнуть в эти отложения более чем на 1–1,5 км.

АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ АНДИЙСКОГО ТИПА

Эта система обрамляет со стороны океана грандиозный горный хребет (рис. 79). Строение данной активной системы на разрезе от океана к континенту следующее. Океанская плита граничит с глубоководным желобом, протягивающимся вдоль всего материка Южной Америки, далее к суше располагаются континентальный склон и осадочная терраса и, наконец, вулканический пояс Южной Америки, который находится в Андах. Вулканизм молодой (миоцен – четвертичный), что свидетельствует о молодости этой активной системы [Кульм, Фаулер, 1978; Шор, 1978].

Желоб устроен сложно, разбит на отдельные котловины системой поперечных и продольных поднятий, с излияниями молодых базальтов. На дне желоба залегают осадки, мощность которых не превышает 1 км. Континентальный склон и осадочная терраса занимают полосу шириной 100–150 км. Мощность осадочной толщи, по данным сейсмопрофилирования, достигает 10 км и более, т.е. приближается к значениям мощностей на втором уровне. На континентальном склоне – многочисленные глубокие каньоны.

Еще дальше на восток располагается приподнятая над уровнем океана континенталь-

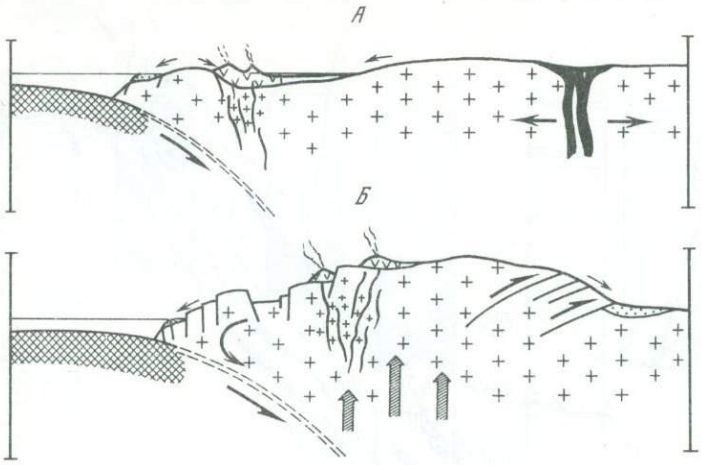


Рис. 79. Схема строения активной окраины андского типа [Ломизе, 1983]
А – ранняя стадия развития, *Б* – поздняя стадия

ная окраина. Вулканизм здесь сосредоточен в двух параллельных хребтах, которые разделены межгорной депрессией – грабеном Альтиплано. В западной Кордильере преобладает андезит-риолитовый вулканизм, а в Восточной – андезиты с интрузиями гранитов, в том числе редкометальных. Возраст межгорного грабена Альтиплано предположительно меловой, мощность осадочной толщи в нем более 10 км.

Оба хребта и грабен находятся в условиях растяжения, что соответствует, возможно, условиями заостроводужного спрединга, а далее на восток эти условия сменяются зоной сжатия. Здесь располагается предгорный прогиб.

Весь пояс активной дуги характеризуется очень высокой сейсмической активностью. Это одна из глобальных областей генерации сильнейших волн цунами, которые пересекают весь Тихий океан и причиняют катастрофические разрушения в северном полушарии. Очаги землетрясений располагаются здесь также по зоне Беньофа, уходящей под континент очень полого (под углом около 30°). Наиболее сильные землетрясения – на глубинах около 100 км, но прослеживаются очаги до глубин 600 км.

Таким образом, строение активной зоны этого типа сходно с островодужной: близки глубины желобов, характер и интенсивность вулканизма, сейсмичность, располагающаяся по сейсмофокальным плоскостям.

Наиболее примечательные отличия – отсутствие в андийских системах краевого моря, которое заменяется грабеном Альтиплано, проявление гранитоидного магматизма и вообще более кислый состав вулканических пород по сравнению с островными дугами.

Имеются многочисленные примеры распространения активных зон андийского типа и в разрезах геологического прошлого. В частности, они обнаружены в девоне Британии, Казахстана, Южной Сибири, в позднем палеозое Северной Евразии, Восточной Австралии, Юго-Восточной Азии [Зоненшайн и др., 1976].

Установлено, что продолжительность их формирования была невелика – 20–40 млн лет. Лучше всего сохраняются приконтинентальные части системы. Аналоги глубоководных желобов обычно деформированы, нередко погребены под шарьяжами. Особенно четко выделяются мощные отложения моласс, соответствующие отложениям грабена Альтиплано, а также вулканический комплекс, характерный своим составом и линейной вытянутостью.

Исследованиями последнего десятилетия было показано, что активные окраины разбиты поперечными структурами на многочисленные блоки-сегменты ("клавиши") протяженностью до нескольких сотен километров каждый [Карр и др., 1978]. Сегменты выявляются по линиям активного вулканизма, смещениям осей глубоководных жело-

бов, простирания продольных геологических структур (нормальные сбросы, грабены и др.), простирания сейсмических зон и др. Это значительно осложняет условия лавинной седиментации, разделяя всю обширную область желобов на отдельные части – блоки, положение которых, условия и история развития определяются тектоническим режимом. Эта сегментация обнаружена как для островодужного, так и для андийского типа активных окраин.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗАТЯГИВАНИЯ (СУБДУКЦИИ) ИЛИ СОХРАНЕНИЯ (АККРЕЦИИ) ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что в одних случаях океанская кора и донные осадки затягиваются погружающейся плитой в желоба без заметных деформаций, в других же выдавливаются из желоба и сильно деформируются, образуя крупные скопления осадочного вещества – аккреции. Таким образом, существуют условия, при которых главная часть отложений лавинной седиментации этого уровня уходит на глубины и затем переплавляется, и условия сохранения этих отложений, когда они наращивают толщу отложений склона активной окраины.

Для объяснения такого неоднозначного поведения отложений О.Г. Сорохтин и Л.И. Лобковский [1976] сопоставили процессы затягивания океанской коры с верхним слоем осадков на ней в активные зоны со смазкой трущихся поверхностей (рис. 80).

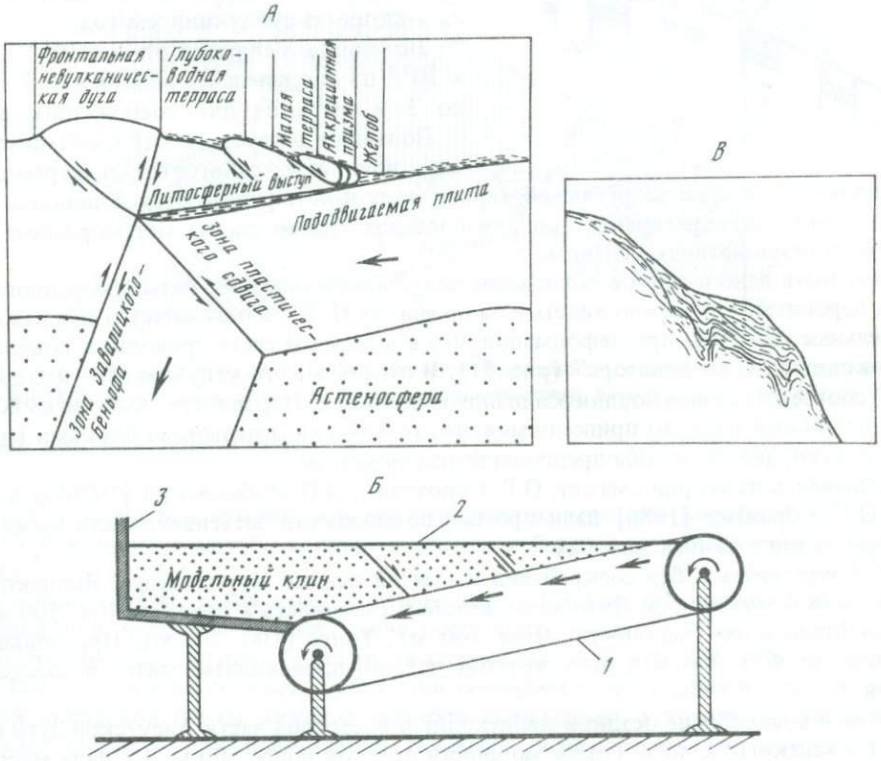


Рис. 80. Схема строения зоны субдукции и механическая модель процесса субдукции [Лобковский и др., 1980]

А – строение зоны субдукции и деформации островной дуги в процессе субдукции,

Б – механическая модель процесса субдукции: *1* – транспортерная лента; *2* – модельный клин; *3* – жесткий упор,

В – участок сейсмического профиля Японского глубоководного желоба в районе тектонической террасы

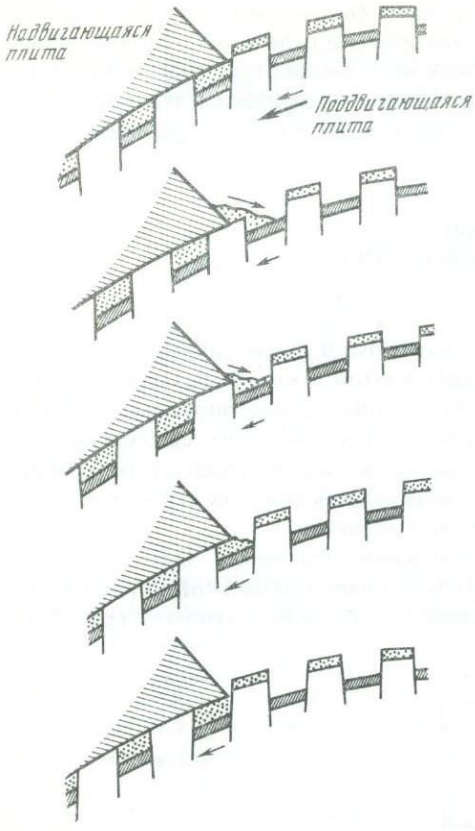


Рис. 81. Захват рыхлых осадков в зоне субдукции. Один из вариантов модели, тип "многоковшового экскаватора" (Hilde, 1983). Показано пять стадий субдукции, океанская плита – справа. Океанская кора показана штриховкой, рыхлые отложения – точками

В теории смазки (ламинарное течение Куэтта вязкой жидкости) могут быть выявлены условия выдавливания или невыдавливания смазки. После ряда преобразований и допущений эти авторы определили значения мощности осадков, которые затягиваются в зону субдукции без их выдавливания и смятия. Это происходит при условии $2h < h \leqslant 3h$ (при $G > 0$), т.е. толщина заполненного осадками зазора между плитами может быть в два-три раза больше мощности осадочного слоя вдали от зоны поддвига.

Рекомендуется простая расчетная формула

$h_0 \leqslant 5{,}5 \times 10^{-8} \sqrt{\mu v_0}$, где

h_0 – мощность слоя, м; μ – вязкость, пз; v_0 – скорость субдукции, см/год.

Значения μ меняются от 2×10^{15} до 5×10^{18} пз для наименее вязких и от 5×10^{18} до 3×10^{19} пз для слабовязких пород.

Попавшие в зазор между плитами осадки под влиянием сдвиговых деформаций и повышенного давления нагреваются, теряют воду и литифицируются. Глинистые минералы при этом дегидратируют, проходя последовательно стадии метаморфизма и превращаясь в глаукофановые сланцы.

Может быть дано и другое объяснение сохранности осадков. Рельеф коренного ложа океана неровный, что можно видеть и на профилях НСП, он осложняется еще разбивкой на отдельные сегменты при деформации, что в конечном счете приводит к поверхности "многоковшового экскаватора" (рис. 81). В отдельные его углубления – ковши забирается соответствующая порция осадочного вещества. Неровности ложа воздействуют на аккреционный план, то приподнимая его, то опуская отдельными блоками (рис. 82, 83). Вероятно, действуют оба предполагаемых механизма.

Основываясь на теории смазки, О.Г. Сорохтин и Л.И. Лобковский [1976] и А.С. Монин и О.Г. Сорохтин [1986] дали прогноз возможности затягивания или выжимания осадочного слоя в разных желобах.

Могут затягиваться без соскребания и смятия осадки Курильского, Японского, западной части Алеутского и Яванского желобов (мощность в пределах 300–500 м), Перуанско-Чилийского (мощность менее 100 м), Тонга (100–300 м). При повышении мощности до 400–450 м в этих желобах должно происходить смятие и соскребание осадков.

Смятие и соскребание осадков происходит в восточной части Алеутской дуги и к северу от Яванского желоба (здесь мощности осадков более 500 м, а в ряде мест и более 1000 м). Сходные условия существуют и для Антильской дуги.

Таким образом, скорость процесса затягивания осадков под активные окраины и темпов их поступления на третий уровень лавинной седиментации оказываются сопряженными. В зависимости от соотношения этих показателей существует то отток осадочного вещества, и тогда мощность осадочного тела желоба уменьшается, то, наобо-

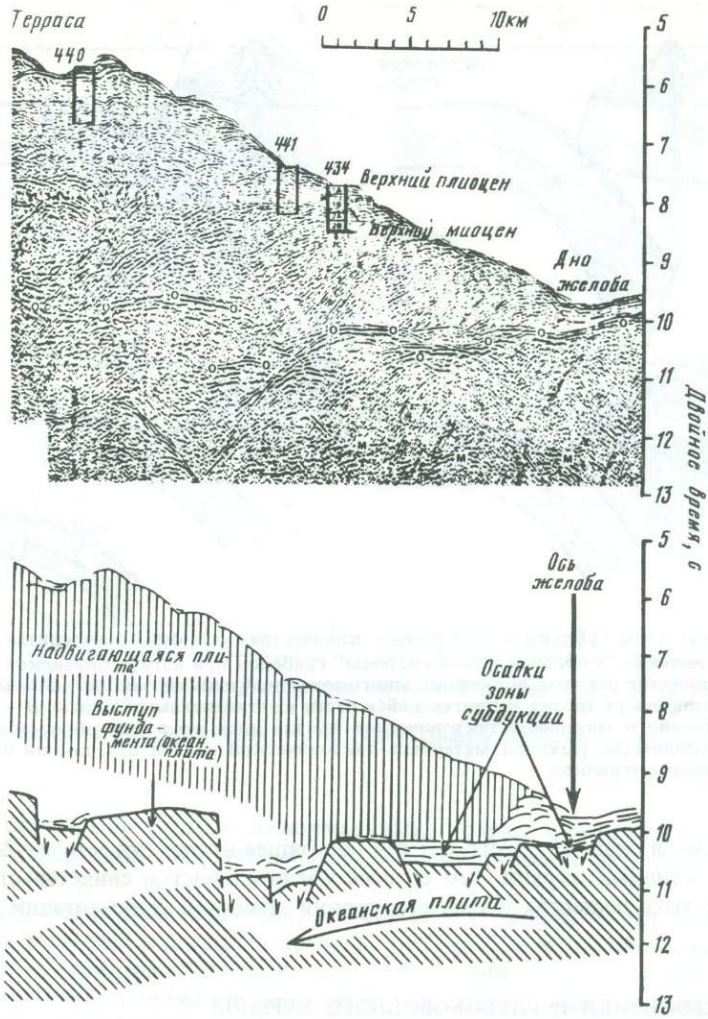


Рис. 82. Строение зоны субдукции в Японском глубоководном желобе. Сверху – данные сейсмопрофилирования, цифрами показаны керны глубоководного бурения (ст. 440, 441, 434) [Hilde, 1983]

Внизу схематизированный разрез

рот, приток с ростом мощности и даже полным засыпанием желоба. Такие погребенные глубоководные желоба хорошо известны у берегов штатов Орегон и Вашингтон (США).

Интервал глубин, в пределах которого могут происходить компенсация, перекомпенсация или недокомпенсация ухода осадочного вещества, как отмечалось выше, для островных дуг зависит от возраста океанской части плиты и от скорости субдукции. Там, где низкая скорость субдукции совпадает с небольшим возрастом пододвигаемой океанской плиты, глубина желобов минимальна и потому их легче сравнить с дном, засыпать при превышении скорости седиментации над скоростью ухода вещества.

В общем же случае становится совершенно очевидно, что если бы не имел места уход значительных масс осадочного вещества с третьего уровня лавинной седиментации в зоны поддвига, то за время существования желобов, исчисляемое многими миллионами лет, все желоба должны были бы быть погребенными под толщей быстро

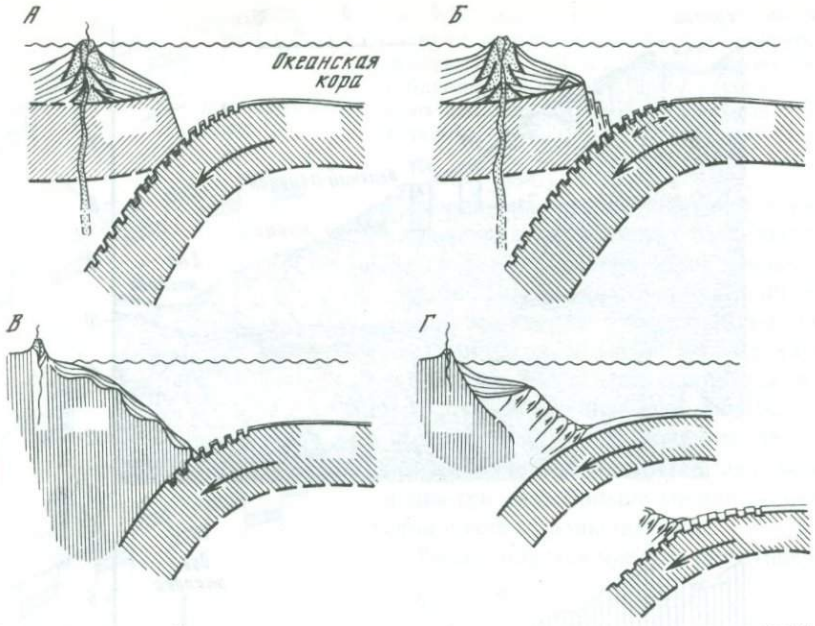


Рис. 83. Строение зоны субдукции при разных количествах осадочного материала [Hilde, 1983]
А – возникновение "многоковшовой системы" грабенов при изгибе океанской плиты, *Б* – при небольшом количестве осадков понижения многоковшовой цепи не заполнены осадочным материалом, идет тектоническая эрозия надвигающейся части континентальной плиты, *В* – при небольшом количестве осадочного материала тектоническая эрозия идет, но в меньших масштабах, *Г* – при значительном количестве рыхлого материала тектонической эрозии нет, ковши полностью заполняются осадочным материалом

накапливающихся осадков. Этого нет и в настоящее время существует 24 глубоководных желоба активных окраин. Это со всей убедительностью свидетельствует об уходе значительных масс вещества с третьего уровня лавинной седиментации в глубины литосферы.

ДАННЫЕ ГЕОФИЗИКИ И ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Центрально-Американский желоб – один из наиболее изученных. Его длина – более 3000 км, максимальная глубина – 6489 м. На рис. 84 показан участок карты Центрально-Американского желоба у берегов Мексики. На ней пунктиром нанесен тальвег желоба. Видно, что вдоль, т.е. по оси желоба, глубины меняются в пределах более 600 м, выделяются отдельные котловины на дне. Исследования здесь проводились с применением сейсмической техники преломленных и отраженных волн, что позволило получить наиболее надежную картину строения осадочного тела желоба (рис. 85).

Серия разрезов через желоб показывает не только строение осадочного тела, но позволяет судить косвенно о составе пород по скоростям распространения звука. По этим показателям четко выделяются океанская кора (скорость звука 5,2 м/с), породы древнего континентального фундамента материка (4,0–4,7), рыхлые и полууплотненные осадочные отложения (1,8–2,3).

Обращает на себя внимание слой газогидратов, который протягивается независимо от структур осадочной толщи приблизительно параллельно поверхности дна. Этот слой снижает устойчивость осадочной толщи на континентальном склоне. В осадочном теле видны многочисленные молодые сбросы, участки хаотически перемешанных отложений, турбидитов с четко выявляющимися слоями отдельных потоков и горизонтальной верхней поверхностью. Виден также участок, где турбидиты приподняты над уровнем

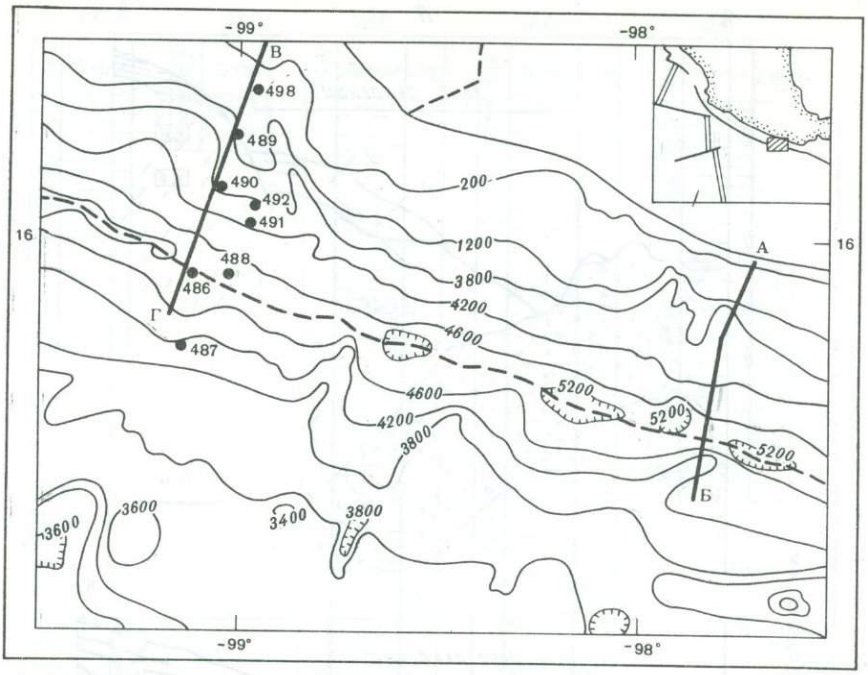


Рис. 84. Рельеф дна Центрально-Американского желоба. Глубины 100 м к западу от Акапулько (Мексика)

Разрезы показаны на рис. 85 [Shipley et al., 1980). Цифры к точкам – станции бурения

поверхности осадков молодыми деформациями. Возраст океанской коры, уходящей под континент, определен как миоцен. Осадки, заполняющие желоб, в основном четвертичные.

Главный вид осадочного вещества, заполняющего желоб, – это турбидиты, мощность которых меняется в широких пределах от 0 до 750 м, причем на изученной части желоба около 75% занимают площади с мощностью турбидитов менее 100 м.

Кроме турбидитов, в сложении осадочного тела желоба участвуют осадки континентального склона (гемипелагические), а также осадки океанского склона (пелагические).

Сопоставление объемов осадков со скоростями седиментации и возрастом желоба показывает, что значительная их часть была затянута в зону субдукции.

На примере этого желоба можно видеть, что действительно (как и по теории) молодым океанским плитам в зонах субдукции соответствуют малые глубины желоба, а скорость субдукции, которая определена здесь в 8 см/год, обеспечивает перепад глубин "дно желоба – дно океана" около 2 км.

Из приведенных разрезов видно, что тонкий покров отложений склона (в значительной части оползневых, хаотических) подстилается с угловым несогласием толщей отложений со скоростями звука 2,2–3,0 км/с, которые наклонены от оси желоба в сторону континента.

В рейсе 66 глубоководного бурения отложения склона и осевой части этого желоба удалось пройти глубоководным бурением [Moore et al., 1979]. В районе разрезов АБ и ВГ (см. рис. 85) было пройдено 8 скважин с длиной керна до 550 м (рис. 86, 87).

Станции бурения 486 и 487 расположены по оси желоба. На ст. 487 пройдена вся толща осадков (всего 170 м). Скважина закончена в базальтах. Отложения представлены верхним слоем (115 м) позднеплиоценовых и плейстоценовых турбидитов с прослоями массивных песков. Песчаные прослои не позволили пройти скв. 486 более чем на 38 м. Состав песков отвечает минеральному составу пород континентальной

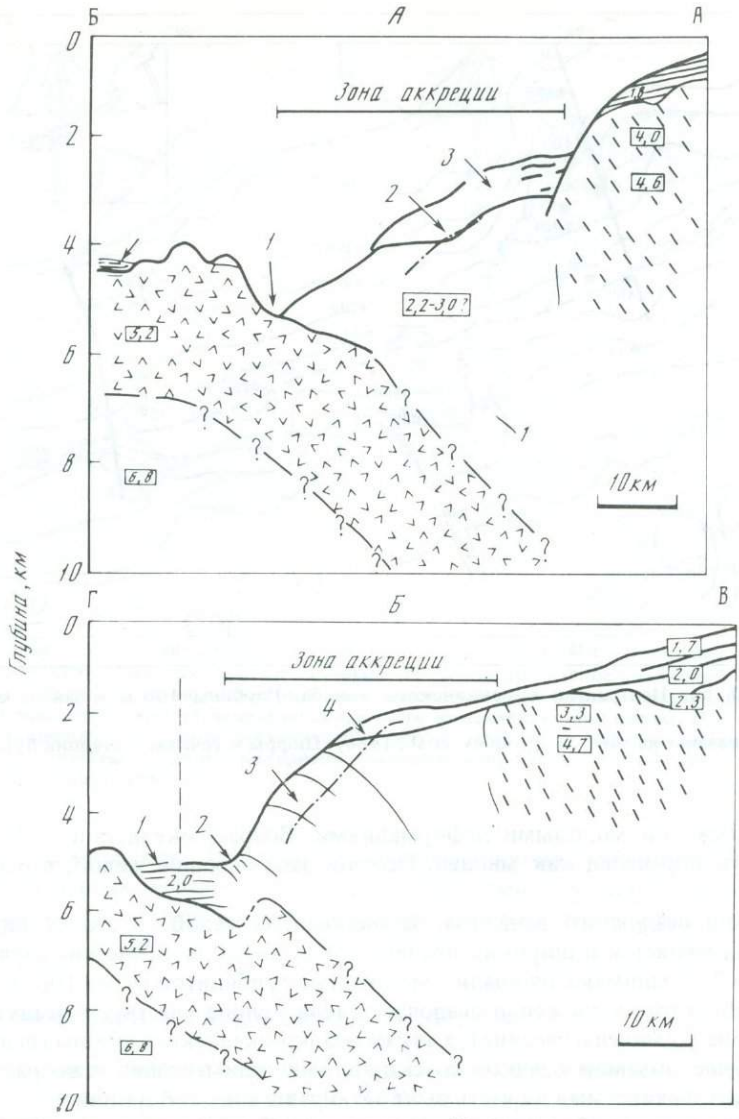


Рис. 85. Сейсмические разрезы через осадочную толщу Центрально-Американского желоба (положение см. на рис. 84) [Shipley et al., 1980]

Цифры – скорости звука (в прямоугольниках – методом преломленных волн). Породы континентальной окраины со скоростью 4,6–4,7 км/с отвечают палеозойским гнейсам. *А* – разрез по линии *АБ*: *1* – ось желоба, *2* – слой газогидратов; *3* – осадки континентального склона со скоростью 2,2–3,0 км/с, на породах палеозоя залегают молодые отложения со скоростью звука 1,8 см/с. *Б* – разрез по линии *ВГ*: *1* – турбидиты, заполняющие желоб; *2* – слой газогидратов; *3* – осадки континентального склона окраины; *4* – слой газогидратов

окраины Мексики. В нижней части керна получены бурые глины, залегающие на базальте; очевидно, это отложения ложа океана.

Все керны бурения, полученные со склона, показали сходное строение. В верхней их части залегают отложения склона, которые подстилаются наклонно залегающей осадочной толщей, уходящей под континент. Отложения склона в кернах станций 488, 491 и 492 сходны – это илы и глинистые илы с прослоями пирокластического материала. Максимальная их мощность достигает на ст. 491 почти 450 м, возраст от позднего миоцена до четвертичного. Ниже залегают пески, в ряде случаев даже с гра-

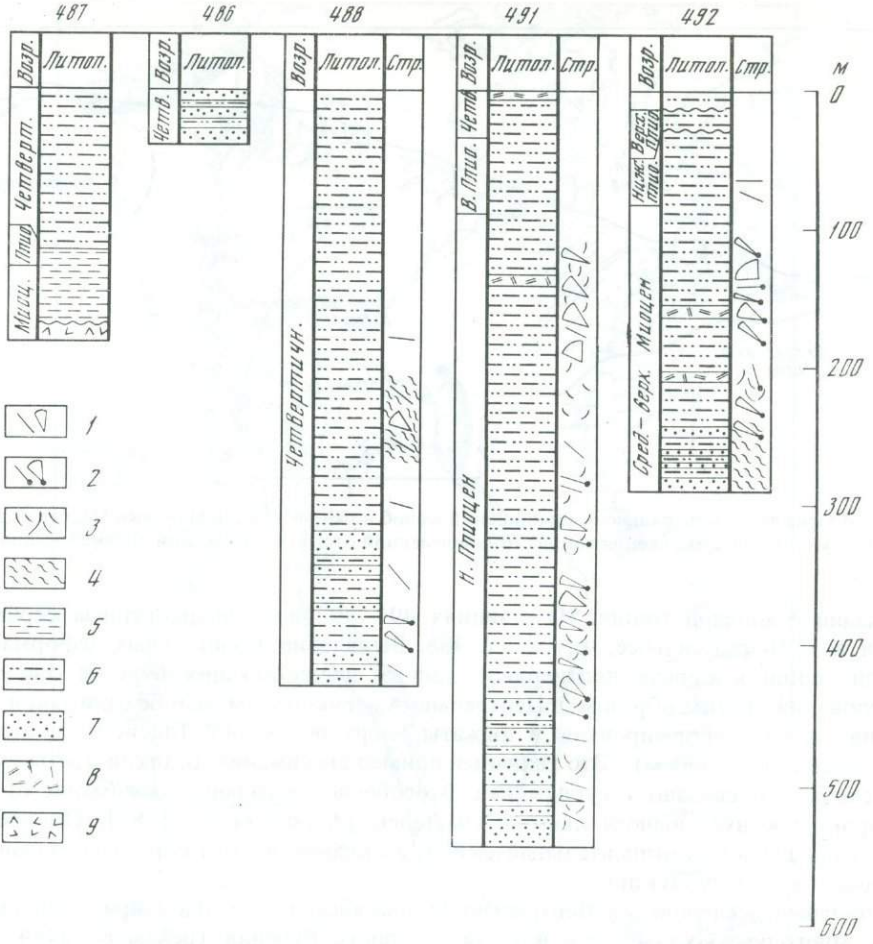


Рис. 86. Литология кернов бурения Центрально-Американского желоба в районе Южной Мексики [Moore et al., 1979], керны глубоководного бурения 486–488, 491 и 492. Песчаные прослои на сейсмических записях проявляются как отражающие слои (см. рис. 84), глинистые прослои отвечают отложениям апрона

Текстурные особенности: *1* – вероятные углы залегания; *2* – измеренные углы залегания; *3* – дискретные наклонные трещины; *4* – зоны несогласия слоев. Литологические особенности: *5* – пелагические глины; *6* – илы и аргиллиты; *7* – пески и песчаники; *8* – вулканические пеплы и туфы; *9* – базальт ложа. Положение станций бурения на разрезе через желоб см. на рис. 84

вием и галькой (ст. 488, глубина 4254 м). Эти осадки, очевидно, были отложены в канале турбидитных потоков склона. Предполагается, что отложения были приподняты из осевой части желоба. Такой же прослой песков с галькой и гравием был достигнут бурением на ст. 491. Он присутствует и в нижней части керна ст. 492. Обращает внимание то, что в сторону континента возраст этой нижней толщи наклоненных к континенту отложений возрастает. Примечательно также, что и отражающие слои, как можно видеть из рис. 87, вниз увеличивают угол падения. Участники рейса 66 глубоководного бурения объясняют такую картину поддвигом отложений желоба под континет, их сильный деформацией, подъемом отложений желоба на склон, о чем говорят данные палеобатиметрии. Скорость подъема осадков была до 400–500 м/млн лет для ст. 488 и около 200 м/млн лет для станций 491 и 492. Скорость подъема уменьшалась по направлению к континенту, так же как интенсивность де-

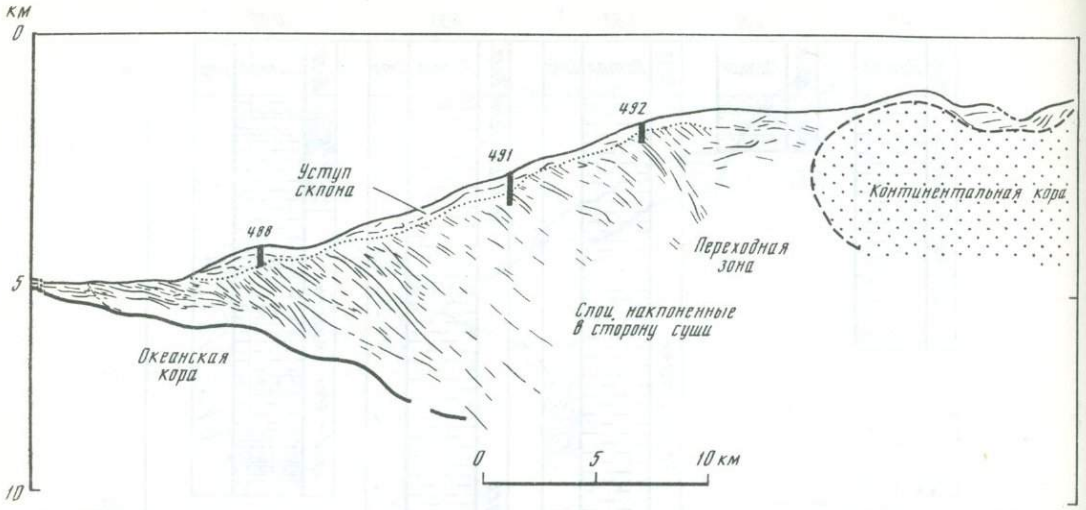


Рис. 87. Разрез через Центрально-Американский желоб в районе Южной Мексики [Moore et al., 1979]. Пунктиром отделены отложения апрона от современной отсыпки отложений древней толщи

формаций осадочной толщи. На станциях 491–492 по данным анализа керна деформации в 5–10 раз сильнее, чем на ст. 488. Выявление значительных деформаций осадочной толщи в кернах подтвердило данные предворяющих бурение сейсмических исследований. Таким образом, в Центрально-Американском желобе отложения третьего уровня сильно деформированы и выжаты вверх по склону (плейстоценовые турбидиты подняты на 300 м). Это типичный пример выжимания осадков третьего уровня из желоба, что связано с субдукцией. В особенности сильное выжимание отмечается в широком конусе выноса каньона Ометенек [Auboin et al., 1982]. Осадки желоба здесь наращивают континентальный склон, а океанская кора с пелагическими осадками уходит в зону субдукции.

Детальные исследования Центрально-Американского желоба с применением геофизики, многолучевых эхолотов и глубоководного бурения (рейсы 67 и 84 "Гломар Челленджера") были проведены южнее мексиканского участка, разбуренного в рейсе 66 (рис. 88). Оказалось, что строение осадочной толщи и направленность развития осадочного тела в этих двух частях одного желоба существенно разные.

Главным результатом рейсов бурения 67 и 84 было заключение о том, что в Центрально-Американском желобе (близ берегов Гватемалы) идет субдукция без наращивания (аккреции) континентальной части плиты, которая так четко проявлялась на мексиканском участке желоба (рейс 66) [Huene et al., 1980; Auboin et al., 1982; Auboin et al., 1984]. На рис. 89 показаны керны бурения, полученные на разрезе через Центрально-Американский желоб в рейсах 67 (скважины 499 и 500) и 84 (скважины 566–570). Почти все скважины прошли полностью осадочную толщу и достигли базальтов ложа или древних (меловых) офиолитов, подстилающих осадочную толщу склона материка (докампанский офиолитовый комплекс Никоя, обнаженный на суше) [Kuijpers, 1980]. Как видно из рис. 89, наклоны в офиолитовой толще, по сейсмическим данным, соответствуют условиям аккреций – слои наклонены в сторону континента. Однако верхний осадочный слой имеет мощность не более 300 м и сложен не аккреционными, а обычными склоновыми отложениями, которые с несогласием лежат на древних офиолитах. Поэтому, начиная с эоцена (60 млн лет), а возможно, даже и с кампана (около 70 млн лет), аккреции в данной части желоба не происходило.

В этой части впадины желоб имеет профиль грабена и предлагается называть такую разновидность развития (в отличие от аккреционной) активной окраиной типа растяжения [Auboin et al., 1984]. Итак, по характеру осадочных толщ для андийского типа

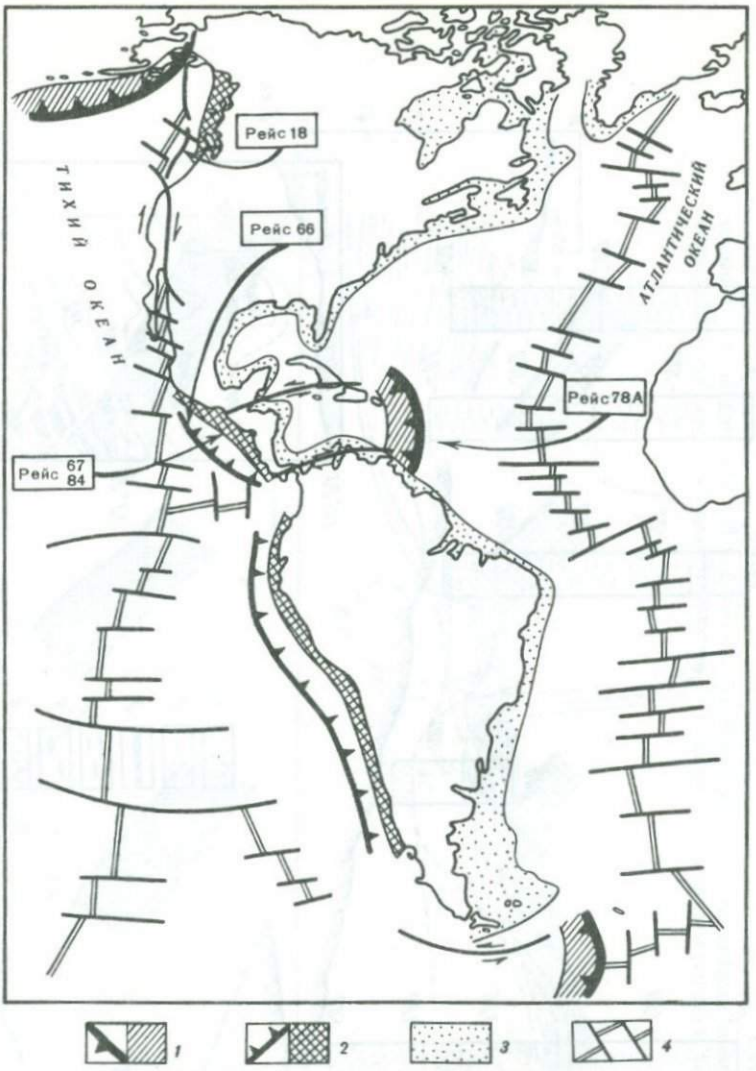
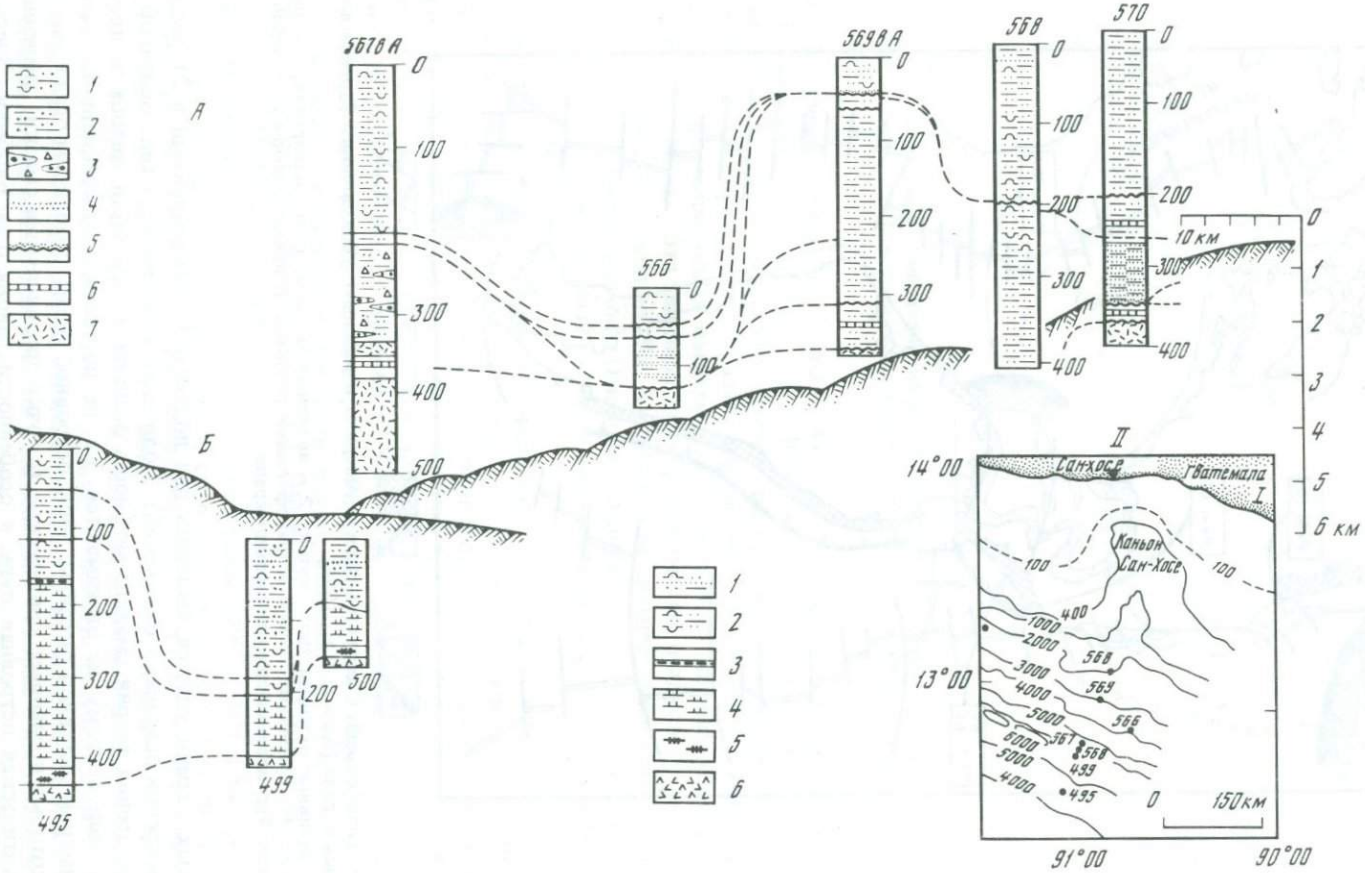


Рис. 88. Типы окраин Северной и Южной Америки и районы глубоководного бурения в областях активных окраин [Auboin et al., 1984]

1 – активные окраины типа сжатия; *2* – активные окраины типа расширения; *3* – пассивные окраины; *4* – срединные хребты и трансформные разломы. В прямоугольниках – районы глубоководного бурения в желобах активных окраин

активных окраин удается выделить два подтипа: 1) аккреционный и 2) растяжения (без аккреции осадочных отложений). Появление этого второго типа можно объяснить с точки зрения теории смазки: мощность осадков в этой части желоба не превышает 200 м, они поэтому не выжимаются, т.е. не поставляют аккреционного материала.

Примером активной окраины (типа островной дуги) с мощным осадочным покровом, который превышает критическое (с точки зрения теории смазки) значение, является Антильская островная дуга, в особенности района о-ва Барбадос. Здесь в зону субдукции попадают мощные отложения конусов выноса Ориноко и частично перемещенные осадки из устья Амазонки. Бурение здесь было проведено в рейсе 78-А и дало четкие доказательства выжимания и деформации осадочной толщи, что ведет к аккреции континентальной части плиты [Biju-Duval et al., 1981; Stride et al., 1982].


1
2
3
4
5
6
7
А
Б
567В А
569В А
566
568
570
0
100
200
300
400
500
10 км
1
2
3
4
5
6 км
II
14°00
13°00
91°00
90°00
Сан-Хосе
Гватемала
I
Каньон
Сан-Хосе
100
400
1000
2000
3000
4000
5000
6000
568
569
566
561
499
495
0
150км

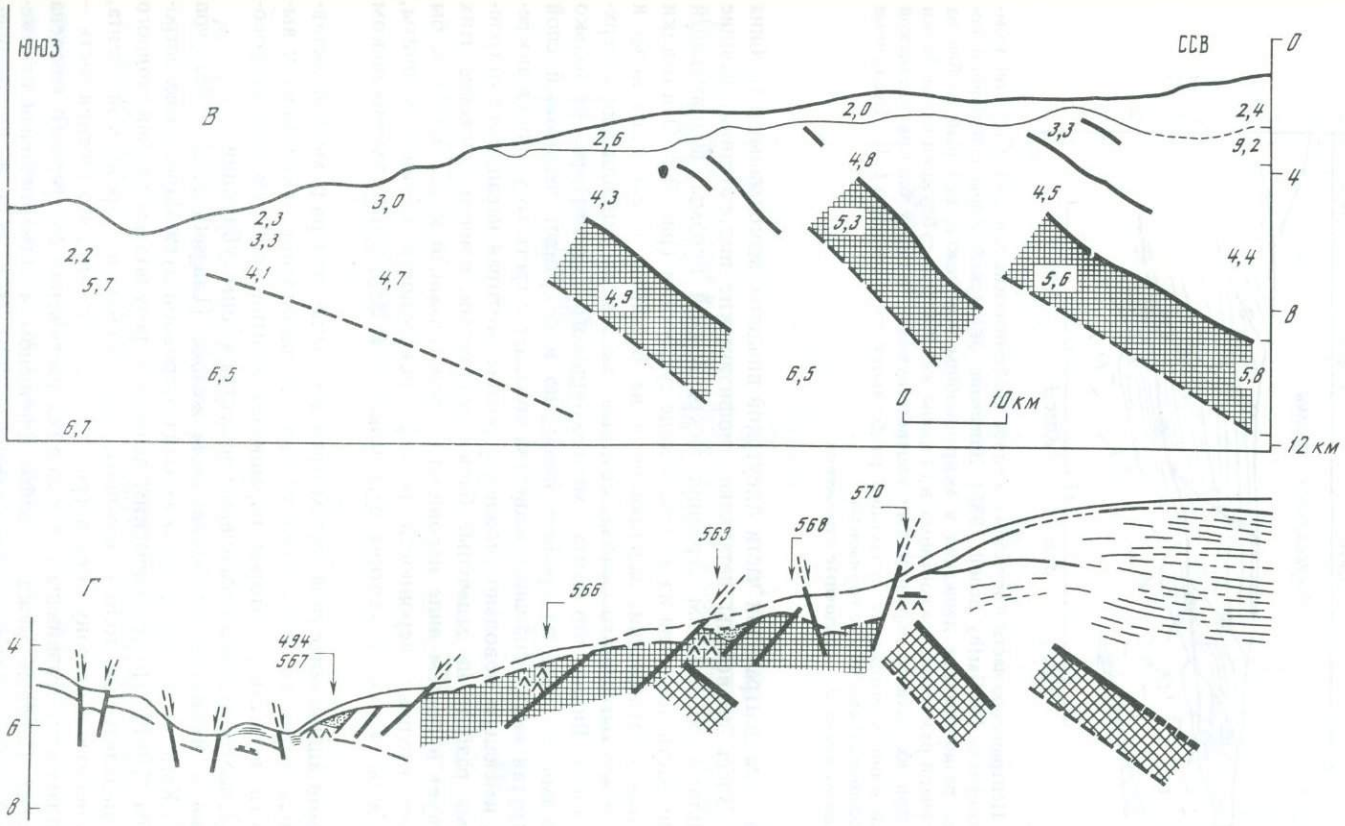


Рис. 89. Данные глубоководного бурения и геофизических исследований Центрально-Американского желоба близ берегов Гватемалы [Auboin et al., 1984] (упрощенное изображение кернов бурения (положение станций дано на врезке) в рейсах 67 и 84)

А – склон Гватемалы: *1* – кремнистые отложения; *2* – аргиллиты; *3* – конгломераты и брекчии; *4* – пески и песчаники; *5* – несогласия; *6* – известняки; *7* – базальтовые и ультраосновные офиолитовые породы фундамента. *Б* – плита Кокос (пододвигающаяся под склон Гватемалы) : *1* – турбидитное заполнение желоба; *2* – гемипелагические илы; *3* – коричневые абиссальные глины; *4* – наноилы; *5* – марганцовистый мел; *6* – базальт. *В* – сейсмический разрез активной окраины. Цифры – скорости звука. *Г* – геологическая интерпретация данных бурения и геофизики

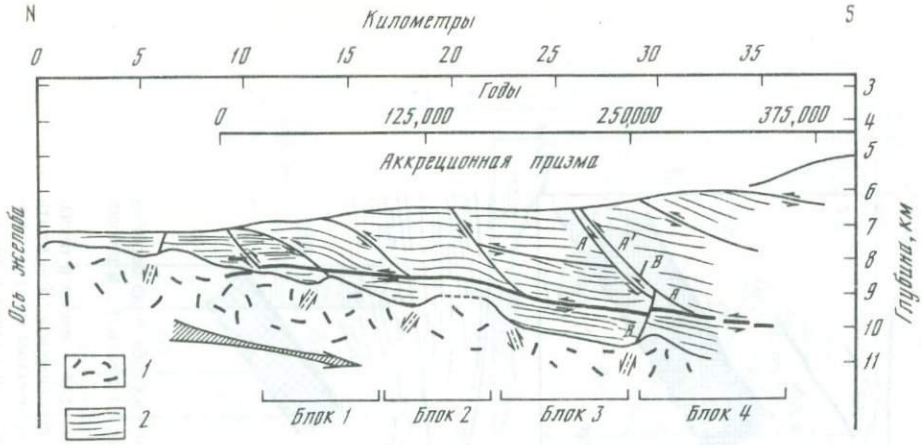


Рис. 90. Разрез через Центральную часть Алеутского желоба (сейсмические данные). Строение комплекса субдукции и аккреции [McGarthy, Scholl, 1985]. Движение океанской коры с неровной поверхностью вызывает разнообразные движения в аккреционном комплексе, который разбит на отдельные блоки системой разломов, наклоненных в стороны желоба. При субдукции целые блоки могут затягиваться при их захвате неровностями соответствующих четырех блоков океанской коры. Аккреционный клин и отложения субдукции разделяются поверхностью I–I. Буквенные обозначения – отражающие сейсмические горизонты

1 – базальтовое ложе океана, *2* – осадочные отложения

Другой пример – на центральной части Алеутской впадины, максимальная глубина которой 7822 м. Здесь проведены детальные геофизические исследования, давшие интересные результаты по деталям строения аккреционной призмы, возникающей в ходе соскребания части вещества из желоба в ходе субдукции (рис. 90). Эти осадки включают пелагические отложения, залегающие и на базальтах океанского ложа и желоба, а иногда и его островного склона, которые смещаются турбидитами с верхних на нижние уровни. Видно, что лента "многоковшового экскаватора" не только заполняется осадками до высоты гребней ячеек, но и сохраняет некоторый слой смазки над ней. Другая часть осадочного вещества попадает с третьего уровня в аккреционную призму, имеющую довольно сложное строение, которая наращивает островной склон. Призма разбита на отдельные блоки разломами, причем движение этих блоков соответствует в общем виде неровностям подстилающей коры, они как бы "отслеживают" все крупные неровности рельефа поверхности океанской плиты, уходящей на глубины. Сходная картина отмечалась и в Центрально-Американском желобе.

Как и для окраин андийского типа, рассмотренных выше, для ряда мест на активных островодужных окраинах существуют условия не накопления (аккреции) и выжимания осадочного вещества, которое наращивает континентальную или островодужную окраину, а, наоборот, ухода осадочного вещества в зоны субдукции.

Таковы условия в Японском глубоководном желобе [Langseth et al., 1981; von Huene et al., 1982; Karig et al., 1983], а также близ островной дуги Марианских островов [Hussong, Ueda, 1981]. По сейсмическим данным и результатам глубоководного бурения удается выделить две толщи: нижнюю, наклоненную в сторону континента, и верхнюю, наклоненную в сторону океана (рис. 91, 92). Считают, что нижняя часть – акустический фундамент – развивалась в условиях растяжения со среднего миоцена до раннего плиоцена. Перерыв между нижним плиоценом и четвертичными отложениями, выявленный в скв. 584, возможно, отвечает смене наклона слоев от обращенного в сторону континента к обращенному в сторону океана, что, вероятно, связано с изменениями на границе плит.

Ни один из кернов ст. 584 не достиг акустического ложа (все три скважины, пробу-

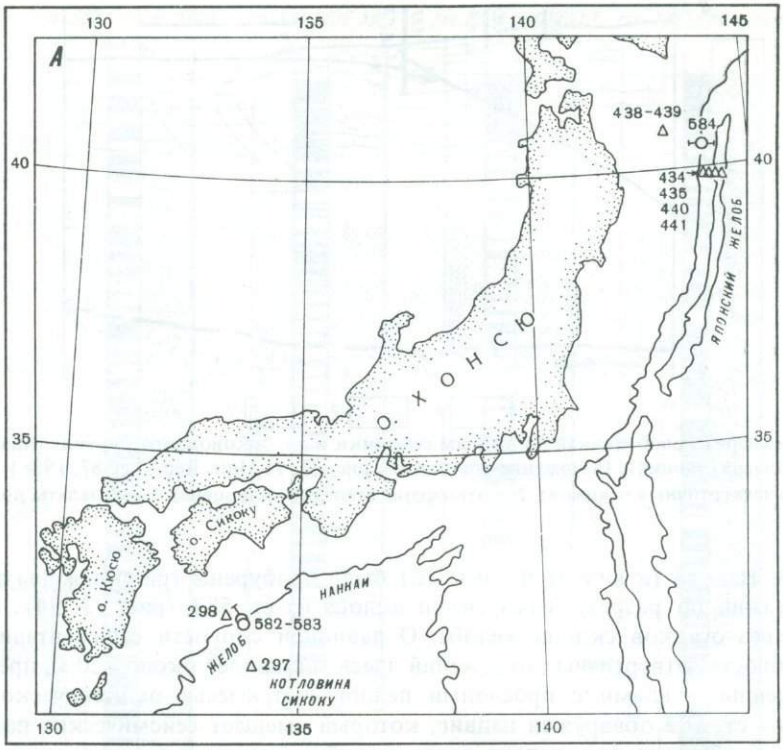


Рис. 91. Станции бурения в районе глубоководных желобов Нанкай и Японского (Leg 87 Sci. Party 1983). Цифры – станции глубоководного бурения

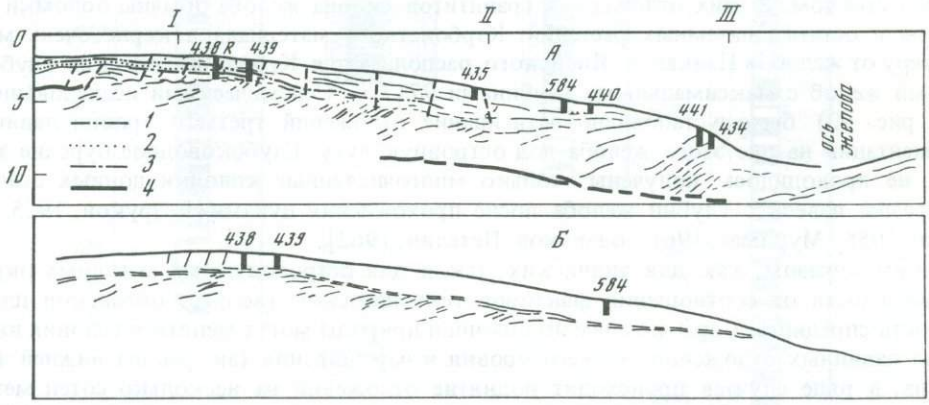


Рис. 92. Разрезы (А, Б) через преддуговую часть активной окраины (Японский глубоководный желоб) по данным глубоководного бурения (цифры над колонками – номера станций бурения) [Init. Rep., Leg 87, 1986]

Возрастные границы: *1* – плиоцен–миоцен; *2* – поздний миоцен – верхний миоцен; *3* – ранний миоцен – средний миоцен; *4* – поверхность базальтового слоя

ренные на этой станции, закончились в 200 м от акустического фундамента). Максимальная длина керна 954 м. Самые нижние слои – средний миоцен. По всей колонке, сложенной в основном глинисто-диатомовыми илами, встречены многочисленные прослои пепла и вулканические стекла, связанные с деятельностью островных вулканов Японской дуги. Скорости седиментации максимальны (70–200 Б) для раннего плиоцена и минимальны для миоцена (около 20 Б).

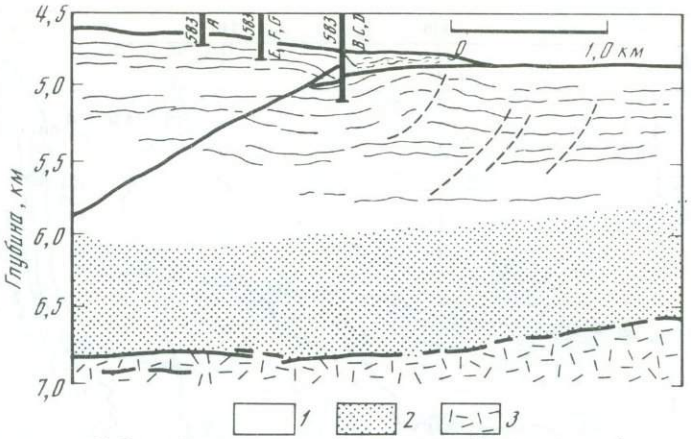


Рис. 93. Разрез через желоб Нанкай по данным сейсмики и глубоководного бурения (цифры над колонками – номера станций). Положение станций см. рис. 84, 91 [Init. Rep., Leg 87, 1986]

1 – толща четвертичных осадков; *2* – отложения миоцена–плиоцена; *3* – базальты ложа

В желобе Нанкай (к югу от Японского) были пробурены три скважины на ст. 582 и восемь скважин по разрезу через склон желоба на ст. 583 (рис. 93, 94). На ст. 582 вскрыт разрез осадков склона желоба. О лавинной скорости седиментации говорит то, что мощность четвертичных отложений здесь составляет около 720 м, представлены они терригенными илами с прослоями пеплов и примесью вулканического стекла. В разрезе от ст. 583 обнаружен надвиг, который смещает сейсмические поверхности. Осадки здесь обычные для склона этого желоба – серые и темно-серые, оливковые гемипелагические илы с тонкими (меньше 10 см) прослоями песков и алевритов с градационной слоистостью, а также довольно редкими прослоями пеплов и вулканическим стеклом. В этих отложениях гравититов склона желоба обычны обломки древесины и остатки наземных растений. Карбонатного материала в керне очень мало. К северу от желобов Нанкай и Японского располагается Курило-Камчатский глубоководный желоб с максимальными глубинами 9717 м. Сейсмическими исследованиями (см. рис. 92) было установлено затягивание отложений третьего уровня лавинной седиментации на дне этого желоба под островную дугу. Глубоководное бурение здесь пока не проводилось, получены только многочисленные колонки донных осадков и образцы взвеси с глубин желоба после прохождения цунами [Безруков, 1955; Лисицын, 1955; Мурдмаа, 1961; Безруков, Петелин, 1962].

Таким образом, как для андийских, так и для островодужных активных окраин а зависимости от соотношения факторов тектонической (возраст океанской плиты, скорость спрединга и др.) и седиментационной природы могут меняться условия выжимания лавинных отложений третьего уровня и наращивания (аккреции) нижней части склона, в ряде случаев происходит поднятие отложений на несколько сотен метров вверх по склону и создаются условия ухода осадочного вещества в зону поддвига. Смена этих условий связана с региональными факторами, может происходить на небольшое расстояние даже в пределах одного желоба (например, Центрально-Американского). Такие смены происходили и во времени соответственно с изменениями во времени тектонических и седиментационных факторов.

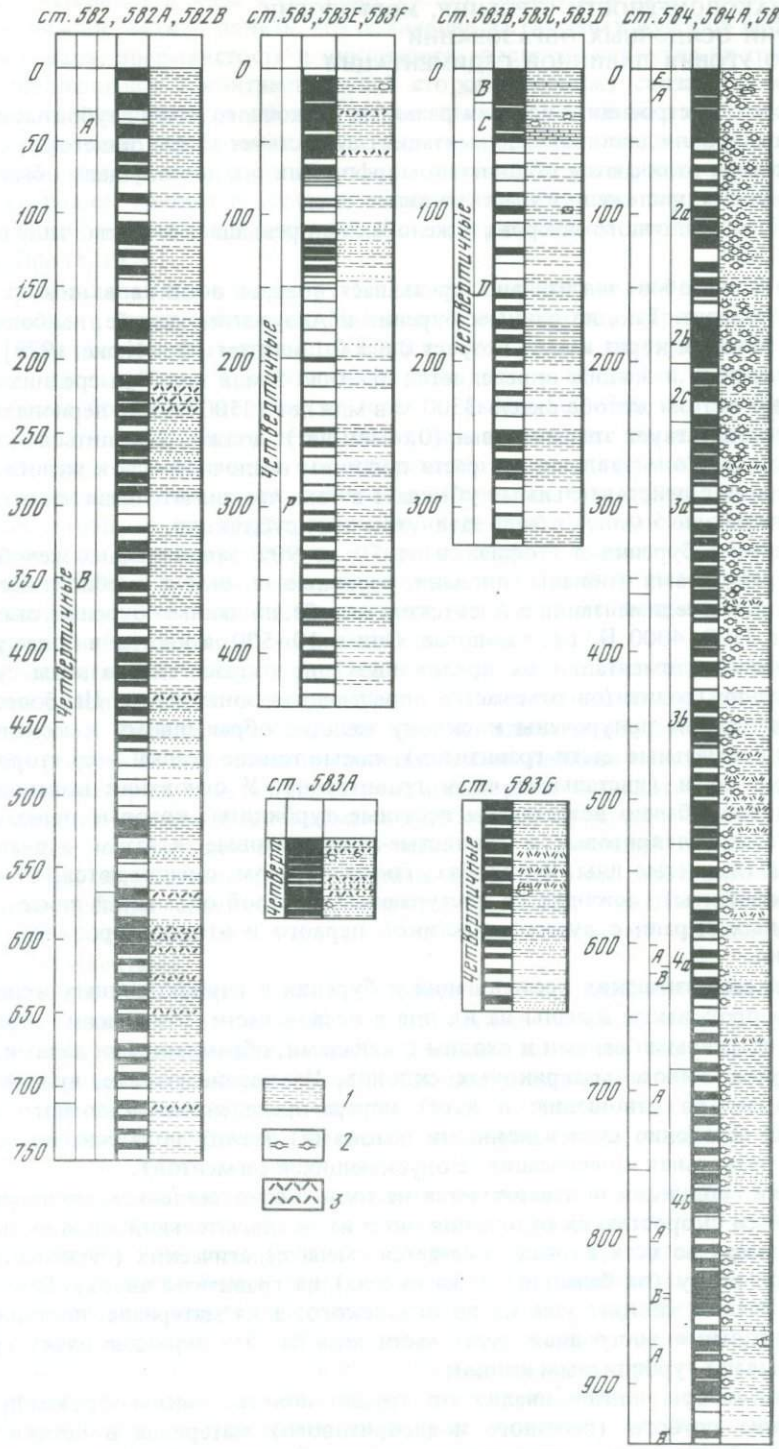


Рис. 94. Литология кернов глубоководного бурения, полученных в Японском желобе и в желобе Нанкай в рейсе 87 [Init. Rep., Leg 87, 1986]. Мощность четвертичных отложений в желобе Нанкай достигает 720 м

1 – илы; *2* – кремнистые осадки и породы; *3* – пирокластика

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ, МОРФОЛОГИИ И ИСТОРИИ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТРЕТЬЕГО УРОВНЯ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

В морфологии, строении и истории развития осадочного чехла глубоководных желобов (третьего уровня лавинной седиментации) существует много общего.

1. Все желоба отличаются общностью морфологии, их дно опущено обычно на 2,5–4 км ниже уровня прилежащих участков дна океана.

2. Мощность осадочного покрова в желобах не превышает 1–2 км, чаще всего меньше 200–500 м.

3. Возраст желобов значительно превышает возраст осадков в нижних слоях их осадочного разреза. Так, по данным бурения в Алеутском желобе, наиболее древние осадки в основании керна имеют возраст 0,6 ± 0,1 млн лет [Фон Хюне, 1978], а возраст активной окраины и желоба определяется от 20 до 5 млн лет. При средних скоростях седиментации в этом желобе около 3500 м в млн лет (3500 Б) для периода оледенения, которому соответствует этот интервал (0,6 млн лет), должно накопиться около 1700–1800 м осадков. Сопоставление возраста подошвы осадочного слоя желоба и ожидаемых мощностей с действительными убеждает в том, что значительная часть осадочного разреза за последние 5 млн лет была затянута в зону субдукции.

4. По данным бурения и геофизики от 70 до 90% заполняющих желоба осадков являются гравититами (обвалы, оползни, зерновые потоки и турбидитные потоки). Средние скорости седиментации в Алеутском желобе, по данным бурения, около 2000 Б и достигают 3500–4000 Б, т.е. лавинные. Они в 10–500, а иногда и более раз превышают скорости седиментации на прилежащем дне океана, где развиты суспенситы. В распределении гравититов отмечается определенная зональность. Наиболее крупные разности отложений приурочены к склону желоба, обращенному к континенту или к дуге (проксимальные части гравититов), самые тонкие осадки – со стороны океанского склона дуги (дистальные части гравититов). У основания континентального склона желобов обычно встречаются песчаные турбидиты, которые переходят к оси желоба в печано-алевритовые и глинистые-алевролитовые, а затем – в алевритово-глинистые и глинистые илы. В желобах, таким образом, смешиваются: 1) океанские осадки (суспенситы), лежащие на поступающей в желоб океанской плите; 2) гравититы активных окраин с вулканопластикой первого и второго уровней лавинной седиментации.

5. В ходе геофизических исследований и бурения в глубоководных желобах были обнаружены продольные каналы на их дне в осевой части. Эти каналы с двух сторон ограждены намывными валами и сходны с каналами, обрамленными валами в нижних частях конусов выноса материковых склонов. Их возникновение, видимо, связано с продольным (по отношению в дуге) перераспределением осадочного материала гравититами (особенно суспензионными потоками) между подвижными сегментами дна желоба (локальная компенсация с опускающихся сегментов).

6. Явление субдукции подтверждается не только сопоставлением мощности и объемов осадков со скоростью их отложения, но и их исключительной молодостью в желобах. Снизу вверх во всех кернах отмечается смена пелагических (суспенситы) океанских осадков внизу (на базальтах ложа океана) на гравититы вверху. Верхняя пачка гравититов желоба состоит уже не из океанского, а из материала, поступающего со стороны континента (островная дуга) части желоба. Эту верхнюю пачку гравититов нередко называют турбидитным клином.

7. Многие авторы подчеркивали, что трудно понять, каким образом происходит проникновение грубого (песчаного и алевритового) материала в осадки желобов, имея в виду значительную по площади осадочную террасу, которая действует как ловушка осадочного вещества, а также промежуточные уступы и промежуточные осадочные бассейны [Menard, 1964; Horn et al., 1972; Scholl, Marlow, 1972, 1974]. Зная закономерности седиментации на первом и втором уровнях и имея в виду переброску

осадочного материала в ходе изменений уровня океана с верхних гипсометрических уровней на нижние, можно понять, что появление на глубинах желобов песчано-алевритового материала, прерывистость и цикличность поставки вещества на третий уровень (четко выявляющаяся с континентальной стороны желоба) связаны с изменениями уровня океана в прошлом, а также в региональных и локальных масштабах с сейсмической активностью, выбросами вулканических пеплов, подвижностью отдельных сегментов. В ряде случаев (при широкой осадочной террасе), даже при значительных снижениях уровня, грубый осадочный материал не достигает дна желоба. Например, такие явления отмечены для северной части Курило-Камчатского желоба у берегов Камчатки [Шолл, 1978].

8. Континентальная кора формируется за счет переработки океанской коры (осадки и базальты) в зонах субдукции. Магматизм зон поддвига коренным образом отличается от базальтового магматизма океанских плит: здесь главную роль играют средние и даже кислые лавы. Трение литосферных плит в зонах поддвига сопровождается выделением большого количества тепла – около 500–700 кал на каждый грамм пород океанской коры. Этого тепла более чем достаточно для плавления осадков и осадочных пород, тем более что оно происходит в присутствии воды, которая резко снижает температуру плавления силикатов. Переплавление приводит к возникновению новых пород, к их дифференциации. Возникают известково-щелочные магмы, характерные для всех современных активных окраин, однако образования гранитов этим путем не идет. Граниты возникают при переплавлении мощных толщ терригенных осадков, попадающих в зоны поддвига плит, что имеет место при надвигании островных дуг на пассивные окраины континентов [Сорохтин, 1974].

Состав магм, возникающих при плавлении, зависит от состава компонентов. При затягивании в зоны поддвига песчано-глинистых отложений возникают граниты с 70–75% кремнезема. Если в зону поддвига плит попадают карбонаты или эвапориты, то возникают расплавы с высокими содержаниями щелочно-земельных и щелочных элементов, из которых кристаллизуются гранодиориты и сиениты. Это связано с тем, что асимиляция силикатными магмами карбонатов приводит к образованию тугоплавких силикатов кальция и магния, тогда как остаточный расплав обогащается щелочами. При затягивании под островные дуги осадков, обогащенных фосфором (фосфориты древних апвеллингов), могут образоваться магмы, обогащенные апатитом. При затягивании металлоносных осадков возникают магмы, обогащенные рудными компонентами.

Как показали А.С. Монин и О.Г. Сорохтин [1986], реологическими свойствами затягиваемых осадков определяется то, что глубже 30 км в зоны субдукции может проникать лишь незначительная их часть. Основная же их масса с этих глубин по многочисленным тыловым разломам зоны субдукции внедряется в кору активных окраин в форме гранито-гнейсов или мигматитов. Таким образом, легкие океанские осадки не могут проникнуть глубже 30–50 км, и основная их часть уходит на формирование "корней гор" на активных окраинах.

9. В зонах поддвига происходит дегидратация океанской коры (так же, как в спрединговых, – ее гидратация). Здесь сейчас ежегодно выделяется до 3 км^3 термальных вод, а в протерозое намного больше – около 7 км^3 перегретых водных флюидов. За 4 млрд лет развития Земли через эти зоны профильтровалось 16 млрд км^3 воды, или в 11 раз больше, чем ее содержится в современной гидросфере (1,46 млрд км^3). Частично эта вода фиксируется в континентальной коре в процессе гранитизации, но главная ее часть вновь поступает в гидросферу и океанскую кору.

10. Отложения третьего уровня лавинной седиментации – глубоководных желобов активных окраин – завершают цикл существования осадочного вещества на поверхности Земли. В областях субдукции частично они уходят в глубины и переплавляются, другая их часть идет на наращивание континентальной коры (аккреционные призмы).

По подсчетам автора, ежегодно в областях третьего уровня лавинной седиментации

уходит "в переплавку" около 1,5 км^3 осадочного материала [Лисицын, 1984], что приблизительно равняется количеству материала, "прорывающемуся" с континентов через барьер устьевых областей в пелагиаль и на склон, т.е. в океане существует приблизительное динамическое равновесие между приходом и уходом вещества.

Уход осадочного вещества в зонах субдукции имеет глобальные масштабы.

Как видно из сказанного, при определенных сочетаниях тектонических и седиментационных факторов часть осадочного вещества третьего уровня лавинной седиментации сохраняется, попадает в аккреционные призмы и, таким образом, может быть выявлена в разрезах геологического прошлого. Дальнейшее изучение их особенностей имеет важное значение для геологических реконструкций.

Часть II
ГЛОБАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ И ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА

Глава V
ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ. ЦИКЛЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Лавинная седиментация первого глобального уровня (устья рек), где в настоящее время откладывается, как мы уже говорили, около 70–90% от всего осадочного материала выносимого реками, – явление в геологическом смысле эфемерное. Она определяется высоким стоянием уровня океана, характерным для современной (межледниковой) эпохи. При понижениях уровня океана базис эрозии перемещается вниз, и чем больше амплитуда этого понижения, тем большие площади и объемы отложений первого уровня окажутся в области денудации, тем больше осадочного вещества должно переместиться к местам его "постоянного хранения" – к основанию континентальных склонов, т.е. на 3–4 км ниже первоначального отложения. В том, что отложения первого глобального уровня лавинной седиментации (дельтовые, эстуарные) действительно многократно в ходе истории подвергались эрозии со срезыванием значительных, а местами и главных масс осадочного вещества, убеждают данные сейсмопрофилирования [Сейсмическая стратиграфия, 1982; Вейл и др., 1982а, б], а также результаты бурения в дельтах и эстуариях, изучение разрезов на континентах в прибрежных районах. Хроностратиграфические реконструкции этих образований показывают, что основные – главные по продолжительности – этапы развития дельт и эстуариев отвечают периодами эрозии, и, следовательно, мощные дельтовые образования это лишь незначительные реликты, фрагменты тех гигантских сооружений, которые должны были бы возникнуть, если бы не мощная эрозия, смещавшая главную часть материала к основанию континентального склона. Обычно удается синхронизировать этапы эрозии осадочных образований первого глобального уровня с этапами лавинной седиментации на втором уровне.

Понятно, что подъем уровня океана, базиса эрозии, должен приводить к концентрации главной части осадочного вещества на ЛС-1, опускание базиса эрозии – к перемещению осадочного вещества на ЛС-2. Поэтому изучение изменений уровней океана позволяет восстановить во времени взаимодействия между этими двумя главными глобальными уровнями концентрации вещества на планете, связать с историей развития крупнейших осадочно-породных бассейнов, конусов выноса и призм осадочного вещества как у основания континентального склона океана в глобальных масштабах, так и в региональных у основания склонов морей, склонов отдельных хребтов, а также локальных – подводных поднятий и гор.

Долгое время об изменениях уровня океана в геологическом прошлом судили главным образом по отложениям и формам, связанным с береговыми линиями на суше: по трансгрессиям и регрессиям – наступлениям и отступаниям океана, – следы которых удавалось выделить для многих разрезов. Были сделаны попытки обобщений этих трансгрессий и регрессий в глобальных масштабах.

Многие геологи (Д.В. Наливкин, А.Л. Яншин, В.В. Меннер) выступали против синхронности трансгрессий и регрессий в масштабах всей планеты, другие исследователи (Н.М. Страхов, С.Н. Бубнов) указывали на общемировые трансгрессии и регрессии

с интервалом в десятки миллионов лет. Для надежного суждения необходимо четко представлять, что глобальные изменения уровня океана и трансгрессии и регрессии, изучаемые в региональных или локальных масштабах, – это понятия разные. Необходимо исходить их того, что положение береговой линии материков, отмечающее уровень океана сейчас и в геологическом прошлом, отвечает границе двух подвижных сред, смещающихся по вертикали независимо: континентальной коры и поверхности океана, а в океане – океанской коры и уровня океана (по отложениям островов, гайотов и др.). Трансгрессии и регрессии отвечают равнодействующим этих двух движений, нередко различных по знаку, а также меняющихся в региональном и локальном плане.

Явление трансгрессии – наступания моря на сушу – может прослеживаться в разрезах в четырех случаях:

1) при стабильном положении континентальной коры и повышении уровня океана;
2) стабильном положении уровня океана и опускании континентальной коры;
3) одновременном подъеме коры и уровня (но подъем уровня идет быстрее, чем подъем коры континента);
4) при одновременном опускании коры и уровня (но опускание коры идет быстрее, чем опускание уровня).

Таким образом, в зависимости от направленности и конкретных значений векторов скоростей подъема или опускания коры и уровня в каждом конкретном случае меняются направленность и скорость движения береговой черты – трансгрессии или регрессии. Из сказанного становится очевидным, что материал по трансгрессиям и регрессиям получается неоднозначным, он не дает возможности судить о глобальных изменениях уровня.

Чтобы разобраться в этой сложной проблеме, необходимо разделить представления о глобальных изменениях уровня от представлений о трансгрессиях и регрессиях, постараться снять с последних их региональный и локальный характер, опираясь на большой статистический материал по сейсмически спокойным областям континентов – кратонам. Это удалось сделать только в самое последнее время, когда широкое использование сейсмических методов дало новое направление в науках о Земле – сейсмическую стратиграфию. Именно методы сейсмической стратиграфии впервые позволили определить не локальные и региональные , а именно глобальные изменения уровня океана во времени, определить их цикличность, амплитуду, повторяемость.

НОВЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА; СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ, СЕДИМЕНТАЦИОННО-СЕЙСМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СЕЙСМОФАЦИИ. ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ

В 70-х годах, когда появились методы обработки непрерывных сейсмических разрезов с удалением кратных отражений и разнообразных помех (когда границы на сейсмических записях уже не воспринимались как кратные отражения или помехи, т.е. артефакты), стало ясно, что эти границы соответствуют реальным, разделяющим земную кору до глубин 10–15 км. Кроме литологических границ, отражения на сейсмограммах, как показали исследования, бывают связаны еще и с перерывами в осадконакоплении, т.е. несогласиями, а также (значительно реже) с границами раздела пластовых флюидов. Два первых типа отражающих границ являются лито- и хроностратиграфическими [Кунин, 1982].

Новые методы сейсмостратиграфии позволяют, во-первых, вести трехмерные исследования осадочных тел, заключенных между этими границами, причем непрерывно и на огромных недостижимых ранее расстояниях, и что особенно важно для изучения уровней, на границе океанов и континентов по нормали к береговой черте. Во-вторых, появилась возможность выявления тонких взаимоотношений между этими трехмерными телами – в пространстве и времени. Границы стратиграфических подразделений

при этом выявляют по характеру прекращения отражений на записях (кровельное прилегание и др.).

Более того, современная сейсмика дает возможность для предварительного суждения и о веществе осадочных образований, а также о фациальных условиях. Возникло новое направление – анализ сейсмических фаций.

Сейсмическая фациальная единица – часть сейсмостратиграфической единицы, ассоциация сейсмических отражений, характеризующаяся определенным сочетанием таких параметров, как конфигурация, амплитуда, непрерывность, частота, интервальная скорость, отличающаяся от смежных ассоциаций в пределах той же сейсмостратиграфической единицы. Каждый из перечисленных параметров тесно связан с литологией осадков (их составом, текстурой и др.), сочетание этих свойств осадков определяется фациальной обстановкой. Таким образом, тщательное исследование этих показателей в их комплексе дает возможность разделять осадочные образования в толщах, не доступных для прямых исследований, вести дистанционное исследование осадочных толщ по характеру записей на сейсмограммах.

Конечно, выделенные фации и их закономерные сочетания – седиментационно-сейсмические комплексы – в каждом конкретном регионе должны контролироваться и привязываться к глубоководному бурению или геологическим обнажениям суши.

Основа сейсмофациального анализа – это выявление связей, существующих между трехмерной геометрией (размеры, форма и др.) осадочных тел, их внутренним строением и условиями образования (фациальной обстановки). В настоящее время удается сейсмическими методами выделять и картировать (в трехмерной системе, т.е. в толще отложений) следующие сейсмофации: континентальные, шельфовые, бровки шельфа, континентального склона, глубоководных конусов выноса, оползней, русел, а на первом глобальном уровне – также дельт. Таким образом, просвечивая на огромных площадях всю осадочную толщу до глубин 10–15 км, можно выделять отложения, связанные как с первым, так и со вторым глобальными уровнями лавинной седиментации, и разделять их от отложений, связанных с береговой чертой и сушей. Возможность выявления отложений береговой черты во времени позволяет дешифрировать изменения ее высотного положения, т.е. изменения уровня океана в прошлом. Эти изменения меняются по площадям развития: от региональных и локальных до глобальных, происходящих на планете в целом. При большом количестве таких разрезов, охватывающих все континенты, могут быть проведены картирование и выявлены статистические закономерности изменения уровня.

Очень четко выделяются сейчас приморский и тыловой комплексы, включающие закономерные сочетания фаций. Под приморским комплексом понимается серия осадочных пластов, которая состоит из генетически взаимосвязанных прибрежных и (или) морских отложений [Вейл и др., 1982а, б] (рис. 95, 96). При повышении уровня моря приморские комплексы надвигаются на сушу, при понижении – отступают в пелагическом направлении.

Тыловой комплекс лежит по континентальную сторону от приморского, разделяются они береговой чертой. Осадки тылового комплекса – это континентальные отложения, на которые обычно уже не влияло изменение уровня океана.

Теперь представим себе, что по нормали к береговой линии океана, в тектонически пассивной области (кратон) проведен сейсмостратиграфический разрез длиной в сотни и тысячи километров – от центральных районов континента до глубоководных областей океана. На этом разрезе удается выделить пространственно-временные взаимоотношения различных слоев, выделить фации прибрежного комплекса, увидеть, как береговая линия смещается во времени то в сторону континента, то в сторону океана, более того, определить амплитуду этих смещений для разных этапов геологического прошлого.

Использование материалов опорных скважин, пробуренных на этом же разрезе, дает необходимые материалы для контроля и уточнений стратиграфии, литологии, фациального анализа.

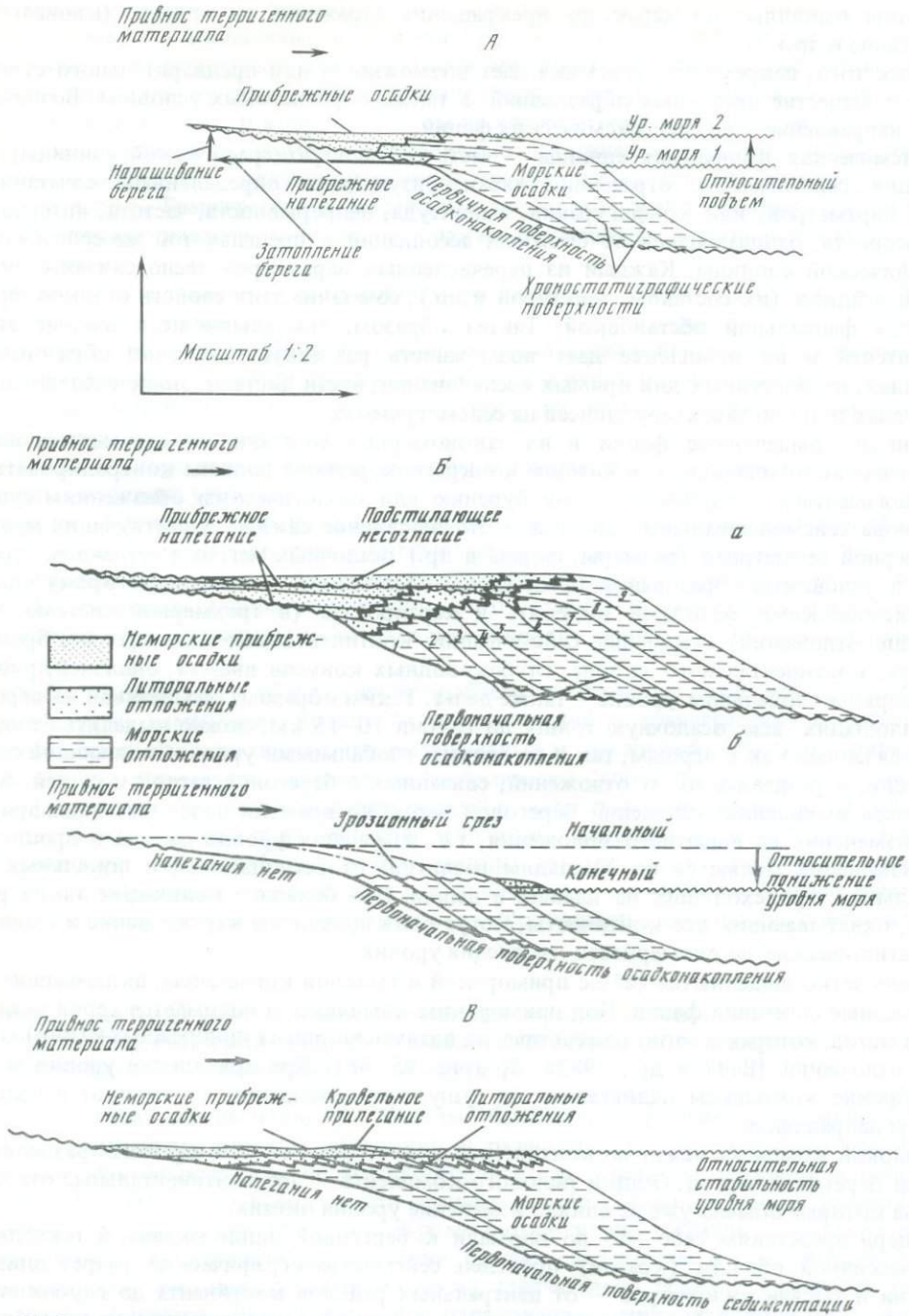


Рис. 95. Относительный подъем, опускание и стабильное положение уровня океана по данным анализа кровельного и подошвенного налегания [Вейл и др., 1982а,б].

А – относительное поднятие уровня на основе данных о прибрежном подошвенном налегании. *Б* – смещение прибрежного налегания в низ по падению при относительном понижении уровня моря. *а* – смещение прибрежного налегания вниз свидетельствует о быстром опускании; *б* – смещение вниз клиноформы свидетельствует о медленном опускании.

В – прибрежное кровельное прилегание свидетельствует об относительной стабильности уровня моря. Мощность континентальных прибрежных и морских шельфовых осадков не возрастает

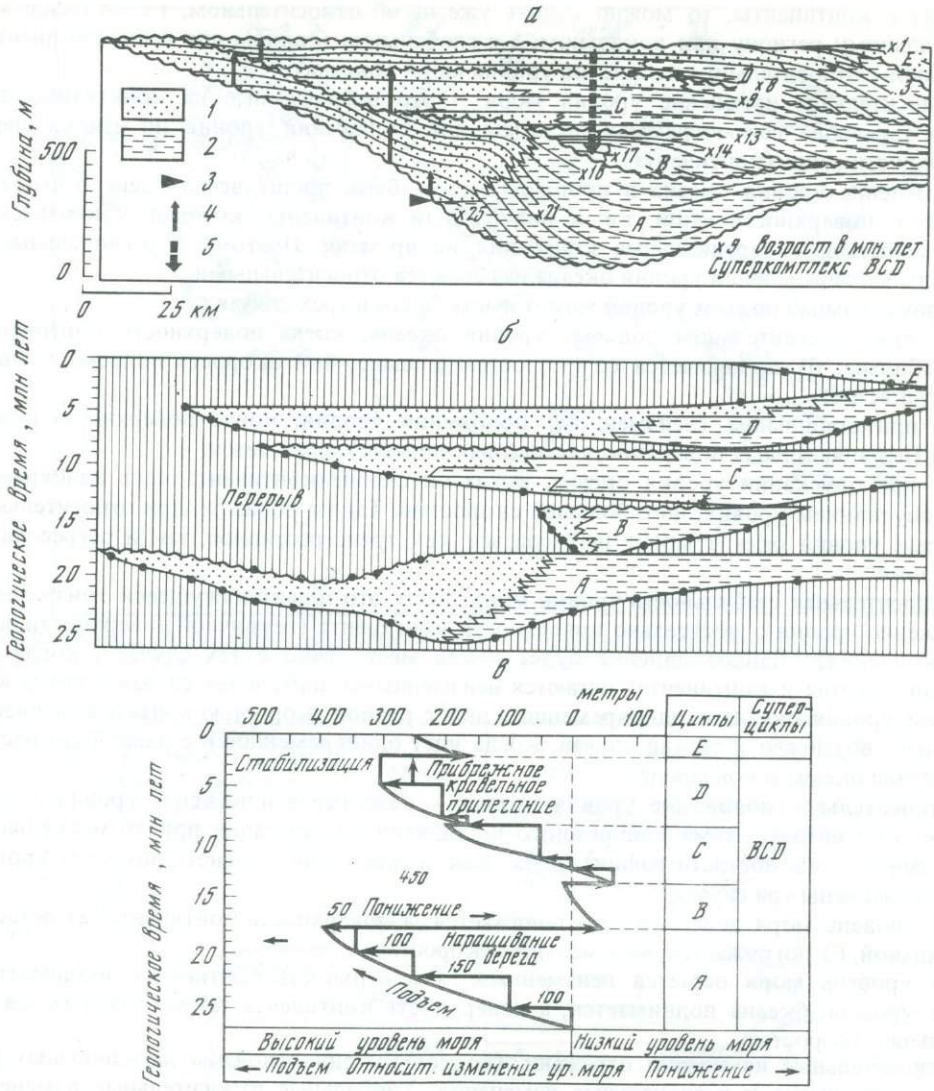


Рис. 96. Методика построения регионального графика циклов относительных изменений уровня океана [Вейл и др., 1982а,б]

а – геологический разрез

1 – прибрежные осадки; *2* – морские осадки; *3* – первоначальный край шельфа; *4* – наращивание берега; *5* – смещение вниз по падению

б – хроностратиграфическая схема, *в* – региональная схема циклов, построения на основе анализа *а* и *б*

В конечном счете (опуская многочисленные детали) это позволяет сопоставлять амплитуды изменений уровня на разрезе в пространстве и времени, строить графики относительных подъемов или опусканий уровня океана, дает представление о вертикальных движениях базиса эрозии, т.е. о моментах накопления осадочного вещества на первом глобальном уровне (устья рек) во время подъема уровня океана или на втором уровне (сброс вещества с первого уровня) при опускании береговой черты. Важно и то, что все эти определения количественные; они дают возможность точно (в метрах) определить амплитуду подъема или опускания и точно привязать ее к возрасту.

Если имеется не один разрез, а множество разрезов, охватывающих все основные

океаны и континенты, то можно судить уже не об относительном, т.е. относящемся к отдельному региону или локальном, а о глобальном (едином для всех континентов и океанов) относительном изменении уровня моря (океана).

Относительное изменение уровня моря – это наблюдаемые на конкретных для данного региона сейсмограммах подъемы или понижения уровня по отношению к поверхности суши (континента).

Изменение уровня океана в прошлом может быть проще всего оценено по отношению к поверхности суши, т.е. к поверхности континента, которая, как известно, сама испытывает вертикальные колебания во времени. Поэтому и региональные, и глобальные определения уровня океана называются относительными.

Относительный подъем уровня может иметь место в трех случаях:

1) при действительном подъеме уровня океана, когда поверхность континента: а) стабильна, б) поднимается со скоростью меньше, чем скорость подъема уровня, в) опускается;

2) при стабильном (неизменном) положении уровня, когда поверхность континента (первоначальная поверхность осадконакопления) опускается;

3) при опускании уровня океана, когда опускание континента идет одновременно с опусканием уровня, но с большей скоростью. Таким образом, при относительном подъеме уровня океана могут наблюдаться как трансгрессивное, так и регрессивное налегания.

Относительная стабильность уровня моря. Часто это только кажущееся неизменным положение уровня относительно поверхности континента (первичной поверхности осадконакопления). Данное явление будет иметь место либо в тех случаях, когда оба уровня (океана и континента) остаются неизменными, либо в тех случаях, когда идет подъем уровня океана и одновременно с ним с равной скоростью подъем континента. Наконец, возможен и третий случай, когда идет одновременное и с равной скоростью опускание океана и континента.

Относительное понижение уровня океана – кажущееся понижение уровня относительно континента, схема прибрежного подошвенного залегания при этом смещается (по данным сейсмостратиграфии) вниз. Как и для относительного подъема уровня, здесь возможны три случая:

1) уровень моря действительно понижается, а поверхность континента: а) остается стабильной, б) погружается, но с меньшей скоростью;

2) уровень моря остается неизменным, а поверхность континента поднимается;

3) уровень океана поднимается, а поверхность континента также поднимается, но с большей скоростью.

Относительные изменения отражают (поскольку они основаны на одиночных разрезах) локальные и региональные изменения. Глобальные относительные изменения уровня это те, которые прослеживаются одновременно в трех или более регионах Земли, далеко отстоящих друг от друга. Очевидно, что для более надежного выделения глобальных изменений уровня необходим более представительный материал, чем тот, на котором зиждятся сейчас построения Вейла и др.

И относительные, и глобальные изменения уровня оказываются цикличными. Каждый из циклов начинается исторически с постепенного подъема уровня, затем замедления подъема и относительной стабилизацией и заканчивается обычно быстрым снижением уровня. На основе анализа данных сейсмостратиграфии по 50 регионам мира, разбросанным по всем континентам и прилежащим частям океанов, Вейл и др. [1982а,б] построили кривые изменения уровня океана для фанерозоя (600 млн лет), мезозоя и кайнозоя (рис. 97–102). В настоящее время получены дополнительные данные для многих новых регионов, которые частично приводятся ниже.

Определение уровней древнего океана методами сейсмической стратиграфии – это пока единственный способ получения непрерывных кривых уровня для больших интервалов времени. Имеются и другие методы, но все они, к сожалению, дискретные: дают возможность определять глубину или положение береговой линии только для конкрет-

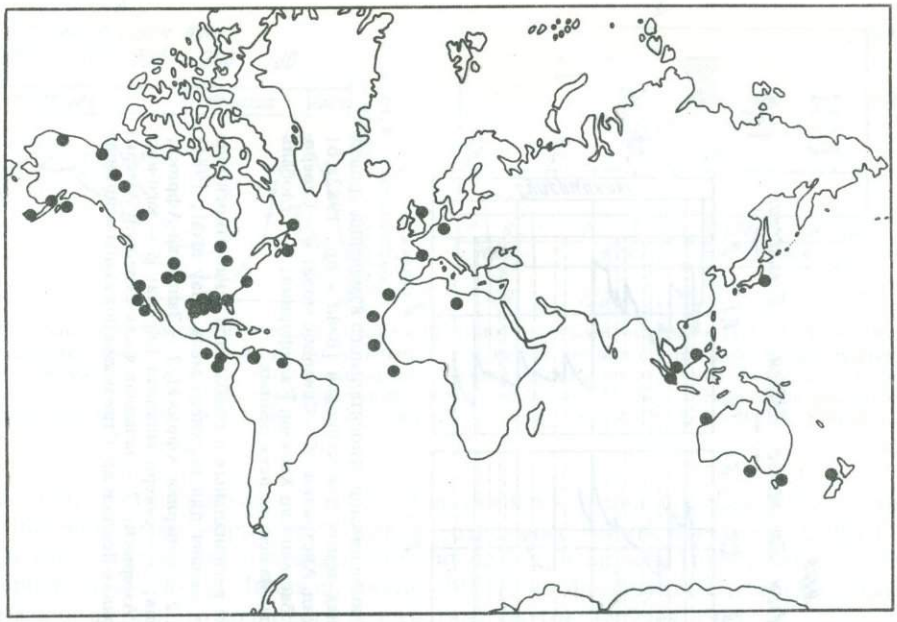


Рис. 97. Районы региональных сейсмостратиграфических исследований и бурения, на основании которых построены графики изменения уровня океана для фанерозоя [Вейл и др., 1982*а,б*]

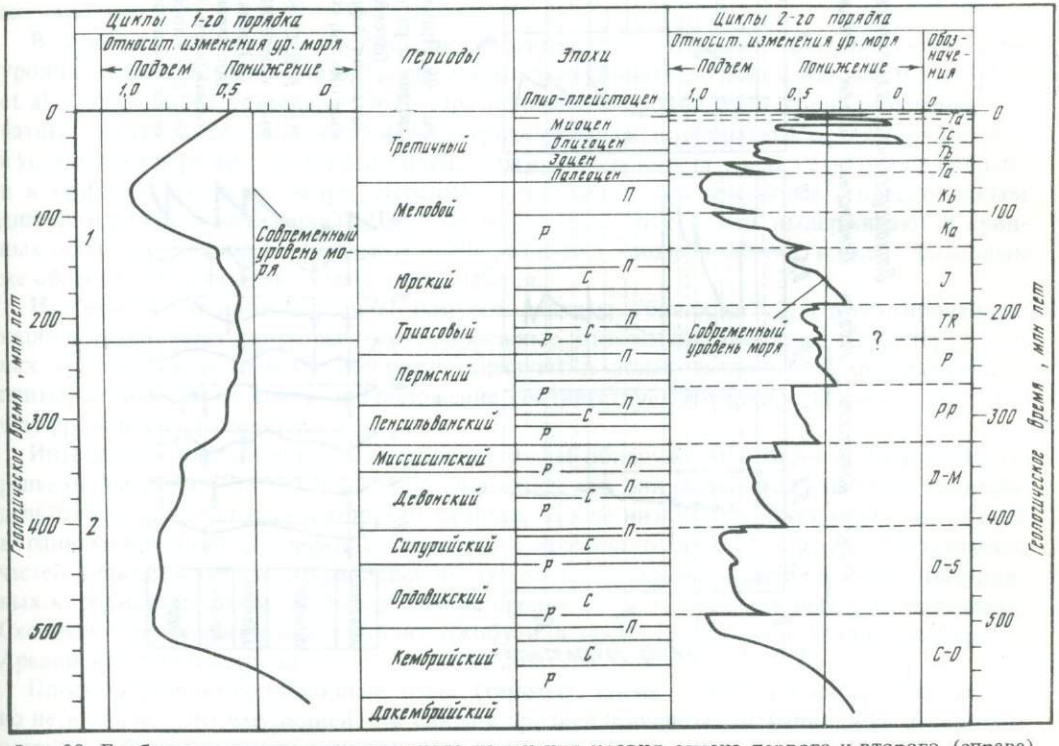


Рис. 98. Глобальные циклы относительного изменения уровня океана первого и второго (справа) порядка для фанерозоя [Вейл и др., 1982а,б]

Р – ранняя, С – средняя, П – поздняя эпохи



Рис. 99. Пример корреляции циклов относительного изменения уровня океана в разных районах земли для кайнозоя [Вейл и др., 1982а,б]

а – бассейн Гиппсленд, Австралия; *б* – Северное море; *в* – Северо-Западная Африка; *г* – бассейн Сан-Хаокин, Калифорния; *д* – глобальные циклы, составленные на основе всех данных

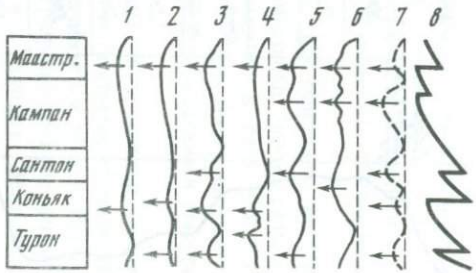


Рис. 100. Сопоставление региональных и глобальной шкал относительных изменений уровня океана для верхнего мела [May et al., 1984]

1 – Южная Индия; *2* – Северная Африка; *3* – Западная Африка; *4* – Восточная Бразилия; *5* – северо-западная Европа; *6* – юго-восточная часть Северной Америки; *7* – западная часть Северной Америки; *8* – глобальная кривая Вейла и др. Стрелками показаны основные пики трансгрессий

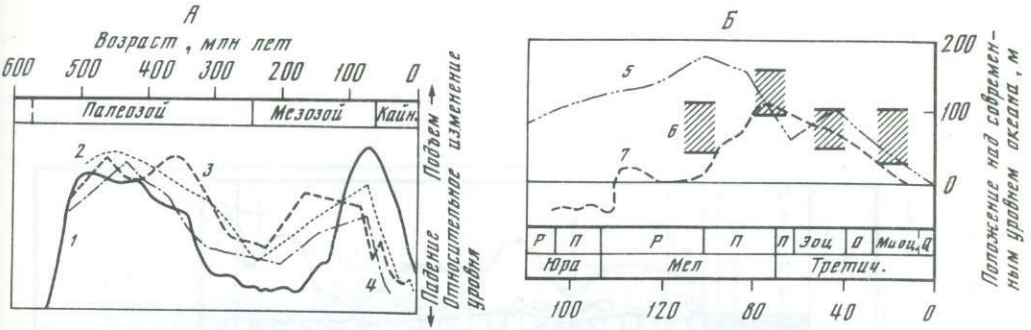


Рис. 101. Сравнение изменений уровня океана в прошлом разными методами [Heller, Angevine, 1985]
А – для палеозоя: *1* – кривая относительных изменений уровня по данным сейсмостратиграфии для всего мира; *2* – кривая относительных изменений уровня по величине стока; *3* – то же, для территории СССР; *4* – то же, для территории США [Hallam, 1977]. *Б* – абсолютные уровня океана для послеюрского времени по данным: *5* – Harrison, 1978; *6* – Bond, 1978; *7* – Watts, Steckler [1979]

ного региона или локального участка для узкого отрезка времени. Это, например, данные по биогермам коралловых рифов (отдельные банки, барьерные рифы и др.), поверхность которых располагалась близ поверхности океана [Бабб, Хетлелид, 1982; Christopher et al., 1981; Johnson, Searle, 1984], по фосфоритам, которые образовываются в зоне активного волнового воздействия [Artur, Jenkins, 1981].

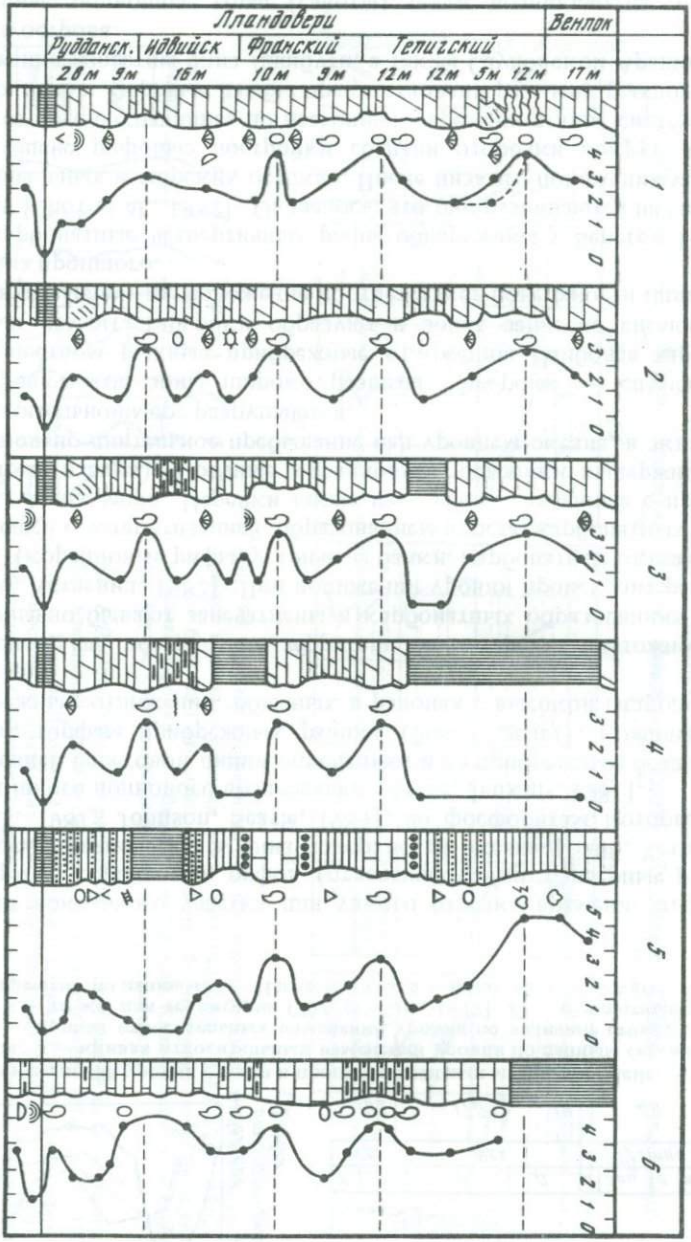
Положение древней береговой линии определяют и по прибрежным осадкам, мангровым отложениям, торфам прибрежных равнин (болот, дельт), комплексам грубозернистых прибрежных отложений, обычных в районах с высокой гидродинамической активностью.

В аридных зонах, где поступление терригенного материала ничтожно, колебания уровня океана обычно бывают запечатлены в карбонатных образованиях [Cristopher et al., 1981; Бабб, Хетлелид, 1982]. При понижении уровня происходит размыв карбонатных построек (коралловые рифы, устричные банки, карбонатные отложения шельфа и устьев рек) нередко с латеритизацией, образованием карста, карбонатных дюн на суше и в прилежащих частях моря. Нередки также изменения, связанные с пресноводным диагенезом (доломитизация). Прочные коралловые постройки выдерживают в аридных областях довольно длительное пребывание над уровнем океана, в экваториальных же областях в значительной мере разрушаются.

На берегах тропической зоны широко развиты "бич-роки" – сцементированные карбонатным веществом рыхлые прибрежные отложения. Наиболее характерен для них арагонитовый цемент. Бич-роки образуют в зонах заплеска сцементированные плиты, стойкие к размыву, их положение соответствует поверхности пляжа, т.е. отвечает уровню океана прошлого.

Интересные карбонатные четвертичные рифы обнаружены у берегов Белиза, Центральная Америка [Choi et al., 1982]. Оказалось, что они развиваются на погруженных дельтовых, флювиальных и морских осадках. После низкого положения уровня океана в раннем плейстоцене рифовые постройки создали оторочки вокруг субаэральных частей дельты, которые сохранились до настоящего времени в виде системы причудливых карбонатных валов. Рифовые дамбы препятствовали размыву рыхлого материала. Сходные образования известны близ Джибути, а также Саудовской Аравии, на берегах Аравийского полуострова.

Плосковершинные подводные горы (гайоты) также возникают на уровне океана, но не в связи с аккумуляцией, а в связи с эрозией при срезании надводной постройки острова (обычно вулканического). Таким образом, вершина гайота как бы фиксирует положение уровня океана в прошлом. Эти природные реперы уровня океана расположены не на континентальной, а на океанской коре. В ходе дальнейшего развития гайотов они погружаются вместе с океанской корой – фундаментом, на котором они покоятся


Лландовери
Венлок
Руддански.
Ландовери
Франский
Тетический
28м 9м 16м 10м 9м 12м 12м 5м 12м 17м
1
2
3
4
5
6
А

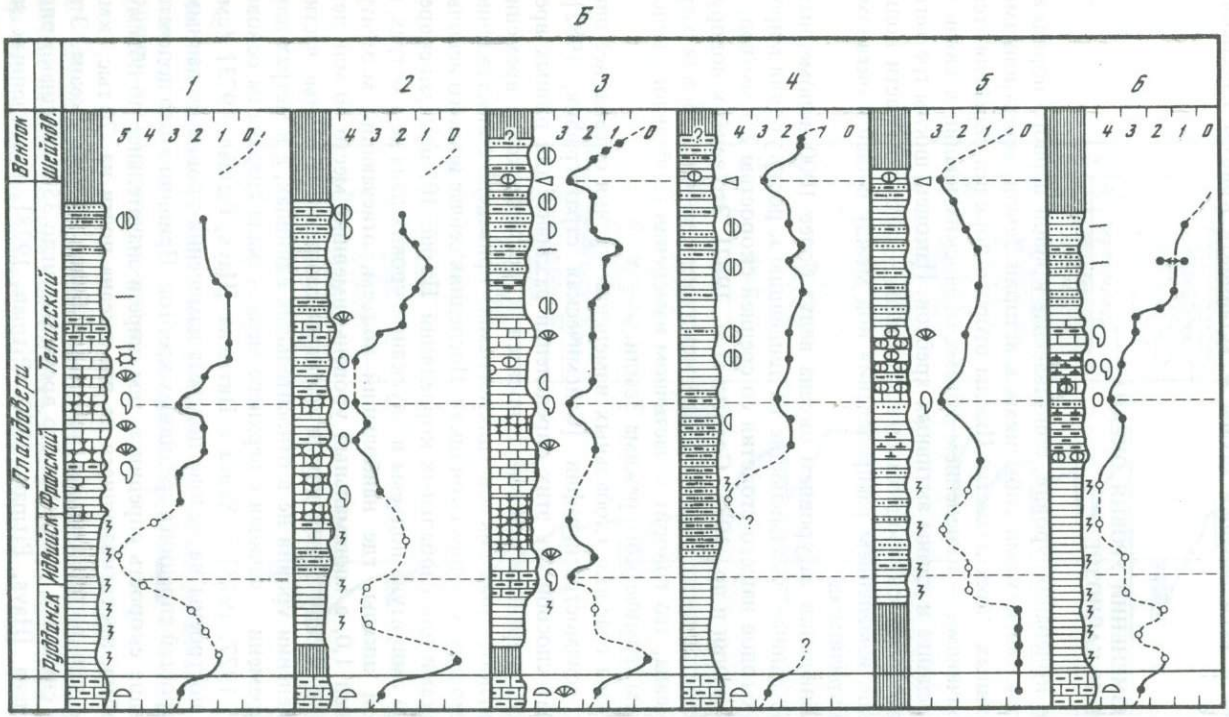


Рис. 102. Примеры межконтинентальных корреляций уровня океана для палеозойских отложений – ранний силур Северной Америки и Китая [Johnson et al., 1985]

А – изменение уровня Северной Америки. Пунктирными линиями показаны четыре главных пика подъема уровня.

Разрезы: *1* – Восточная часть Айовы; *2* – Мичиган; *3* – Манитоулин; *4* – п-ов Брус; *5* – Нью-Йорк; *6* – Восточная Антикости.

Разными знаками показаны литологический состав, флора и фауна, структурные и текстурные особенности отложений.

Б – то же, для Китайской платформы. Пунктиром выделяются три главных пика высоких стояний уровня океана

Разрезы: *1* – Ханджджьян; *2* – Лонгджингпо; *3* – Лейджитаун; *4* – Ронгкси; *5* – Гаалао; *6* – Дажонгба

Разными знаками показан литологический состав, флора и фауна, структурные и текстурные особенности отложений

вместе с вулканическим сооружением в соответствии с кривой Склейтера, т.е. движутся вниз и в сторону перемещения плиты по закону $\sqrt{t}$ (t – возраст данного участка плиты). Зная возраст каждого конкретного гайота и его высоту, можно методом обратной прокладки определить положение уровня для момента образования плоской вершины. Статистический анализ большого числа гайотов разного возраста и на разных плитах позволяет учесть местный и региональный шумы и установить кривую изменений уровня.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ОКЕАНА В ФАНЕРОЗОЕ, МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Самые долгопериодные колебания уровня, описываемые кривой первого порядка, связаны с крупнейшими тектоническими событиями в истории Земли, перестройками ячеек циркуляции в глубинных слоях планеты. Циклы второго порядка определяются также тектоническими причинами – изменением объема океанских впадин в связи с изменениями скорости спрединга и длины активных хребтов. Наконец, циклы третьего и четвертого порядков определяются процессами водообмена – захватом части воды на материковые оледенения, изменением распределения вод между сушей и океаном, гидрометереологическими причинами.

В настоящее время наблюдения за уровнем океана ведут более 1000 водомерных постов, имеются надежные данные, указывающие на тенденцию к росту уровня мирового океана начиная с 20-х годов нашего столетия со средней скоростью 2,3 мм/год, а за столетие 1,2 мм/год [Калинин и др., 1975; Gornitz et al., 1982]. Это ведет к подпруживанию устьев рек. Отмечается также обратная связь между изменениями уровня озер и изменениями уровня океана, что говорит о частичном изменении глобального водообмена в связи с изменением термического режима Земли.

На рис. 103–105 показаны графики глобальных изменений уровня океана, все они основаны на материалах сейсмостратиграфии [Сейсмическая стратиграфия, 1982]. Надежность и разрешающая способность этих определений различны для разных временных интервалов, более уверенные данные относятся к послеюрскому времени.

В правой части кривых глобальных циклов (циклограмм) приведено сопоставление стратиграфической и сейсмостратиграфической шкал. Последняя сейчас широко используется геологами-нефтяниками для глобальных корреляций. На рис. 103 показан современный уровень океана, но амплитуда подъема и опускания уровня дана не в метрах, а в масштабе относительной шкалы, где наибольший подъем, отвечающий моменту 65 млн лет назад, обозначен 1,0, а минимальный уровень, имевший место 30 млн лет назад, отмечен 0,0. Участок между этими двумя марками разделен на равные части.

Калибровка шкалы изменений уровня не в относительных единицах, а в метрах для значительного интервала времени – начиная с верхнего мела – была сделана на основе кривых Питмена [Pitman, 1977, 1978] и Хейса и Питмена [Hays, Pitman, 1973] (см. рис. 104), которые были построены на основе подсчета изменений уровня по данным изменения во времени скоростей спрединга срединных хребтов. Принцип этого подсчета состоит в том, что чем выше скорость спрединга, тем шире и значительнее по объему становятся срединные хребты, протягивающиеся на дне океана почти на 70 тыс. км, тем больший объем воды они вытесняют, т.е. тем выше будет уровень океана. Эта калибровка показала, что снижение уровня за это время достигло 350 м. Однако ряд проверок подсчетов Питмена [Hays, Pitman, 1973; Pitman, 1978], проведенных за последнее время некоторыми авторами на основе новых данных, показал, что это падение уровня, вероятнее всего, составляло около 230 м, хотя и в этих цифрах кроется большой разброс значений [Kerr, 1984]. Для целей нашего исследования важно то, что уровень определенно понижался глубже края шельфа (средняя глубина края шельфа для Мирового океана составляет, по данным Шепарда, 130 м).

Скорости спрединга для разных океанов могут быть определены в интервале от 0

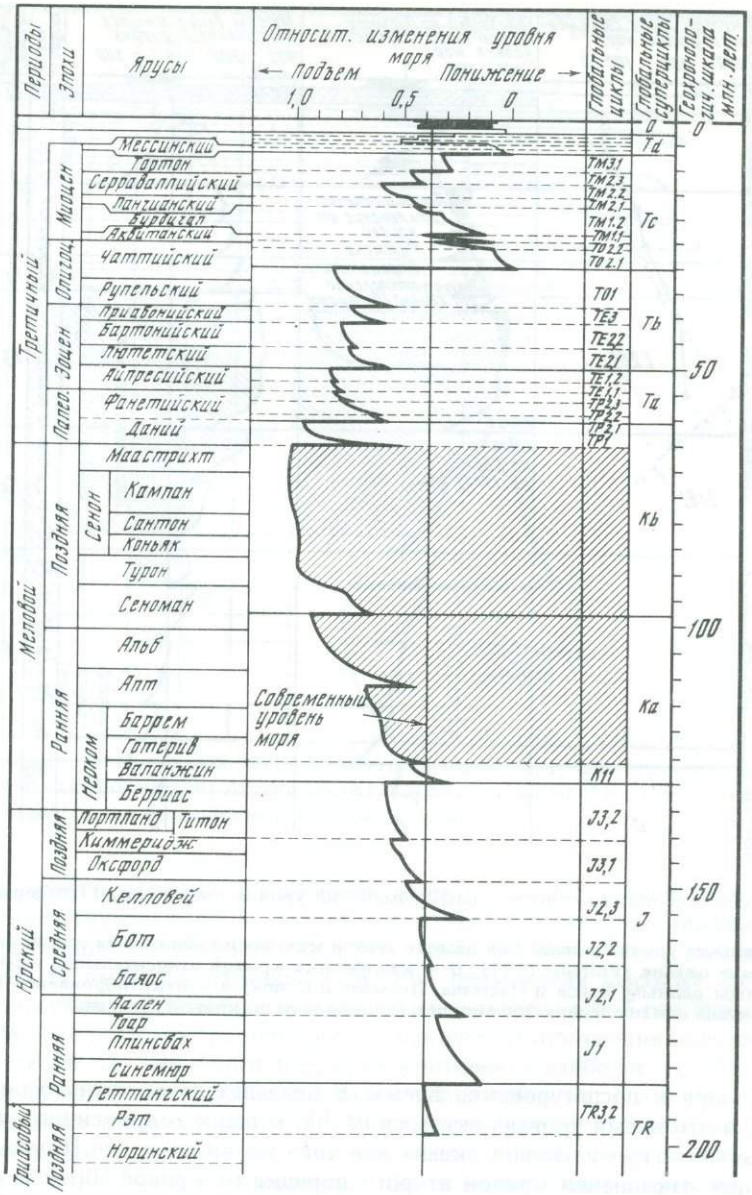


Рис. 103. Глобальные циклы изменения уровня океана для кайнозоя [Вейл и др., 1982а,б]. Изменения уровня относительны, без калибровки. Справа видны сокращенные обозначения глобальных суперциклов и глобальных циклов

до 100 млн лет по расстояниям между линейными (полосовыми) магнитными аномалиями на дне, т.е. они как бы записаны в памяти базальтов ложа океана и могут быть прочитаны при магнитных съемках. Интегрируя их для отдельных океанов, а затем для Мирового океана в целом, можно получить глобальную кривую изменения скоростей спрединга и изменения объема срединных хребтов во времени, а от нее перейти к кривой изменений уровня океана. Эта кривая Питмена была совмещена с кривой первого порядка, построенной по данным сейсмостратиграфии, причем совпадение оказалось хорошим, что позволило откалибровать эту часть кривой (последние 80—100 млн лет) в метрах. Есть и еще одна калибровочная марка, полученная Слипом [Sleep, 1976]

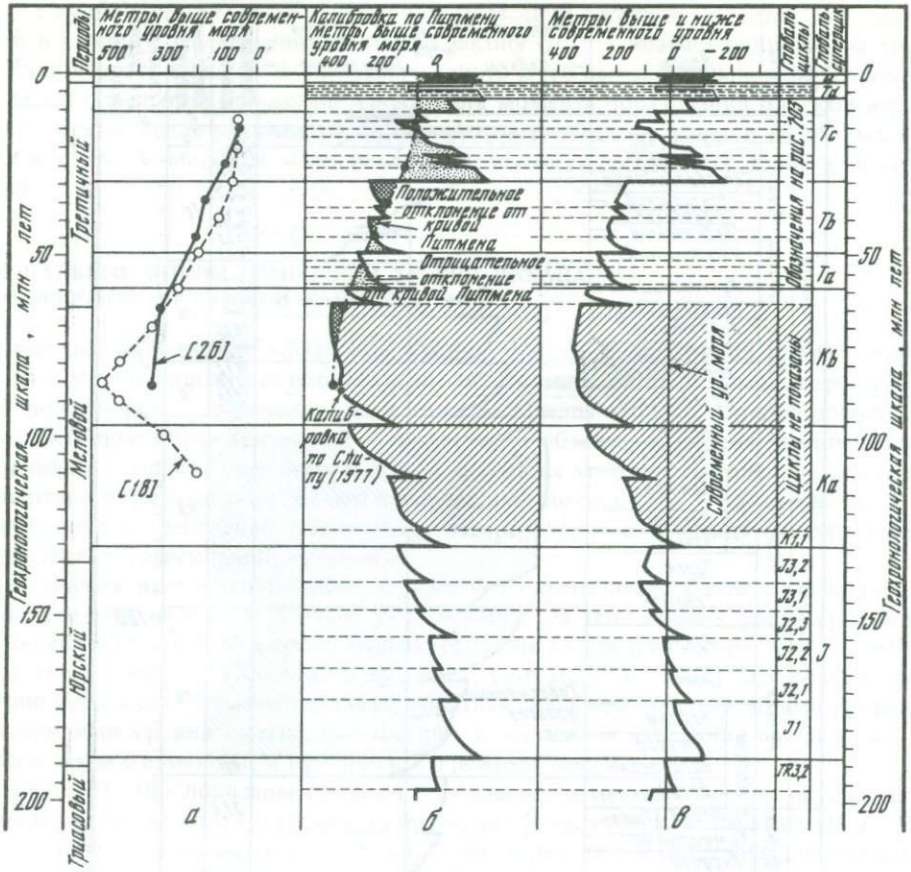


Рис. 104. Калибровка шкалы относительных изменений уровня океана (в м) (от юры до голоцена) [Вейл и др., 1982а,б]

а – определение уровня океана для разных этапов мезозоя и кайнозоя на основе анализа скоростей спрединга в океане [Pitman, 1977]; *б* – калибровка кривой относительных изменений уровня по независимым данным Хейса и Питмена, Питмена и Слипа; *в* – откалиброванная шкала изменений уровня океана для последних 200 млн лет (калибровка по кривой Питмена)

по уровню моря в послетуронское время. В пределах неподвижного щита (в штате Миннесота) в это время уровень оказался на 300 м выше современного, что близко к максимальному подъему уровня океана для того же времени по Питману (+350 м). Отрицательные отклонения кривой второго порядка от кривой Питмана объясняются влиянием оледенения, наступившего в конце кайнозоя, а возможно, и другими причинами.

При рассмотрении наиболее общей сглаженной кривой для фанерозоя (см. рис. 98) выделяются циклы большой длительности (продолжительностью 200–300 млн лет), их также называют циклами первого порядка. Таких циклов за фанерозой отмечается всего два, причем общий размах изменений уровня определен в 600 м (около 200–250 м понижение относительно современного и 350–400 м – повышение).

На их фоне выделяется 14 циклов второго порядка продолжительностью 50–80 млн лет каждый, и, наконец, около 80 циклов третьего порядка (парациклов) продолжительностью 1–10 млн лет. При наиболее детальном анализе устанавливается (в пределах разрешающей способности метода), что повышение уровня идет сначала быстро, потом несколько затихает и даже стабилизируется. Понижение уровня в циклах и парациклах всегда очень резкое. Соответственно выделяют кривые измене-

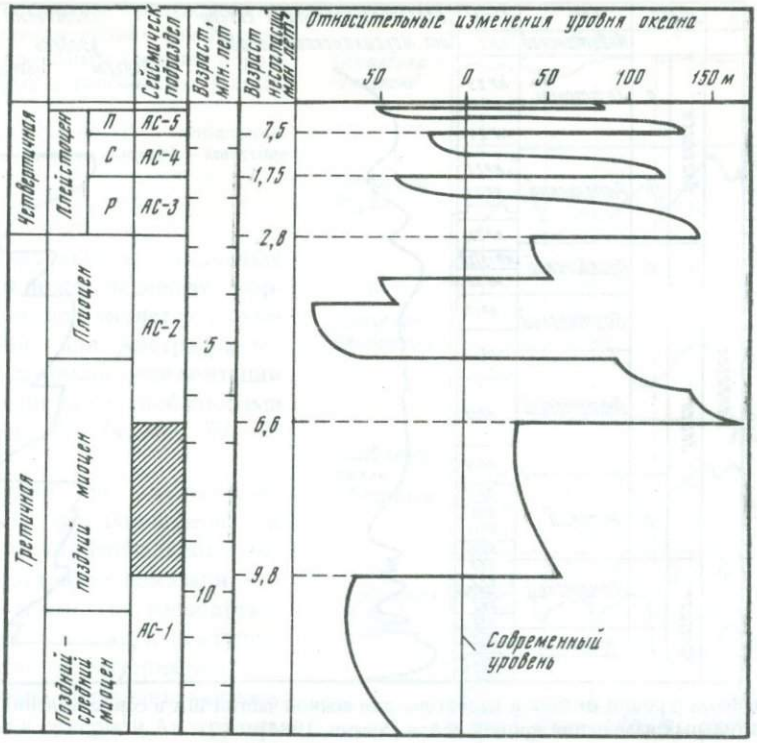


Рис. 105. Изменения уровня океана, сейсмостратиграфические подразделения и возраст важнейших перерывов для отложений каньона Асценсион (Калифорния) [Mullins et al., 1985]. Данные получены сейсмостратиграфическими методами высокого разрешения

ний уровня первого порядка (сглаженная кривая, соответствующая суперциклам), второго (соответствующая циклам) и, наконец, третьего порядка, отвечающей парациклам. Разрешающая способность низкочастотной сейсмики лишь в редких случаях дает возможность выделять парациклы, но при применении высоких частот (3 кГц и больше) разрешающая способность может быть увеличена в 4–5 раз. Идеальными при применении методов сейсмостратиграфии для реконструкции уровня океанов прошлого представляются места, где положение края континента наиболее устойчиво, т.е. эти участки не должны находиться под влиянием ледниковых нагрузок (во время оледенений), не должны захватываться горообразовательными процессами, а также современными активными движениями. Такими областями являются крупные массивы докембрийских пород – области кратонов. Наиболее надежными представляются кратоны Австралии и Южной Африки, имеющие огромный возраст и находящиеся вне области позднекайнозойского оледенения, не входящие в пояс альпийского горообразования. Данные по Канадскому и Скандинавскому щитам требуют учета ледниковых нагрузок.

Интереснейшие независимые определения положения уровня океана в прошлом (до 70 млн лет назад), пригодные для проверки и калибровки глобальных кривых Вейла, были получены в тектонически стабильных областях: на Канадском щите, в Южной Африке, в Австралии. О материалах Слипа по Канадскому щиту мы уже упоминали, определение его полностью совпало с кривой П. Вейла и др. для послетуронского времени [Sleep, 1976].

В прибрежной полосе Южной Африки было получено более 200 проб, датированных по планктонным фораминиферам и кокколитам, причем они расположены на разных батиметрических уровнях – от континентального склона до склонов Большого эскарпа.

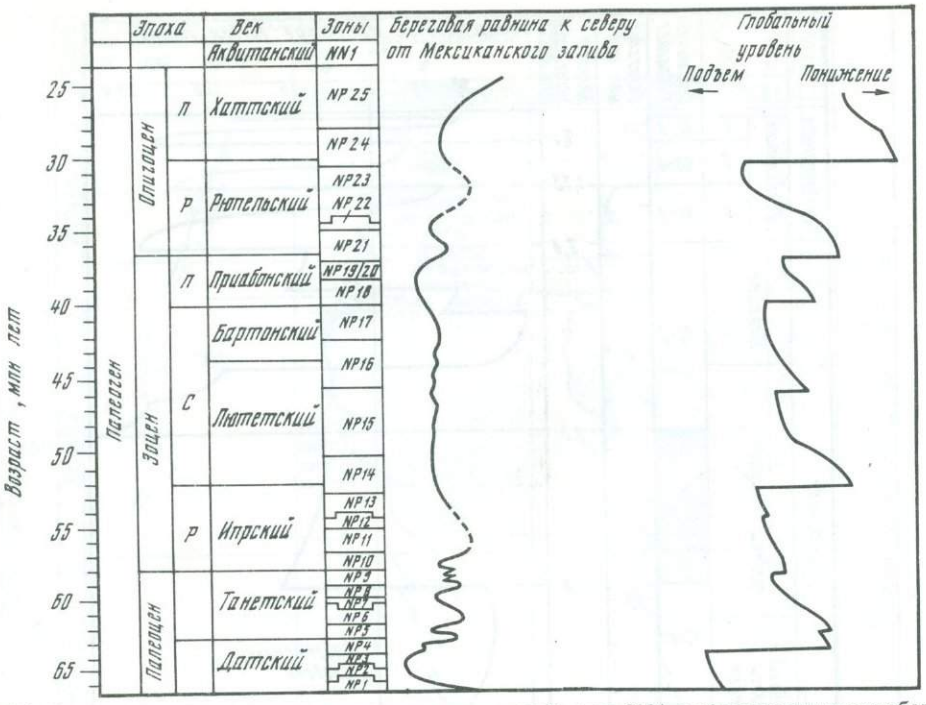


Рис. 106. Изменение уровня океана в палеогене для южной части США в сопоставлении с глобальной кривой относительных изменений уровня Вейла [Siesser, 1984]

Использованы также данные сейсмопрофилирования, колонки осадков. Таким образом, удалось датировать и привязать к гипсометрическому уровню колебания поверхности океана (береговой черты) для последних 70 млн лет [Siesser, Dingle, 1981], что показано на генерализованной кривой с указанием высотных отметок уровня в метрах. Амплитуда изменений уровня за это время от −500 м (в позднем олигоцене) до +300–360 м, т.е. достигает 800–860 м. Из сопоставления региональных кривых изменений уровня для Южной Африки и глобальных [Вейл и др., 1981а,б] видно, что главные события в изменениях уровня совпадают, хотя для Южной Африки из-за особенностей материала кривая сглаженная; совпадают трансгрессии в эоцене и позднем миоцене.

Поскольку для изучения кривой уровня океана методами сейсмостратиграфии используют данные о границах трансгрессий и регрессий, то сходные результаты могут быть получены и при изучении этих границ без сейсмостратиграфии обычными приемами геологических и биостратиграфических исследований прибрежных районов океана. В особенности благоприятные условия складываются для такого анализа там, где толща осадочных отложений пройдена на прибрежных равнинах достаточным числом скважин. Благоприятным районом оказывается южная часть США, где были выполнены детальные исследования колебаний уровня для палеогена [Siesser, 1984] (рис. 106). При сопоставлении с глобальной кривой Вейла отмечается большое сходство, хотя неизбежно кривая для юга США находится под влиянием местных и региональных условий.

Ценное исследование по изменению уровня для последних 65 млн лет для Австралии и Новой Зеландии было проведено Лотитом и Кеннеттом [Loutit, Kennett, 1981a,b]. Они пользовались в основном только материалом по микропалеонтологии и данными полевых исследований. На основании обобщения имеющихся материалов удалось для Новой Зеландии выделить 23 цикла изменения уровня. Из 18 циклов изменений уровня для возраста от 53 до 5 млн лет 16 коррелируют с глобальными циклами Вейла. Вполне естественно, что часть циклов не коррелирует с глобальной кривой, что связано с влия-

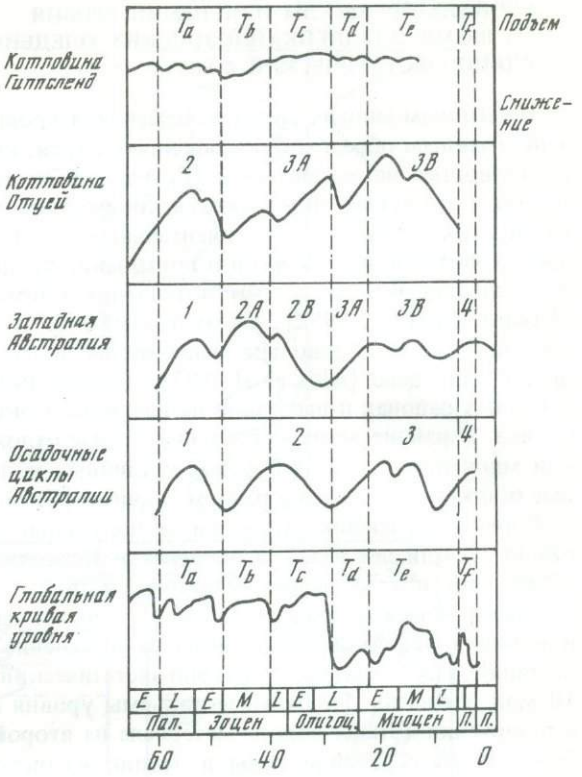


Рис. 107. Сопоставление кривых изменений относительного уровня для Австралии (данные по разным осадочно-породным бассейнам) с глобальным [Leutit, Kennett, 1981]

Циклы *T* от *a* до *f* – глобальные кайнозойские, цифры (внизу) – местные шкалы

нием региональных и локальных факторов, однако надежная корреляция 16 циклов является весьма показательной. Для Австралии четыре главных цикла седиментации также коррелируют с глобальными суперциклами *Ta, Tв, Tc, Td, Te* (рис. 107).

Исследования по моллюскам, мелководным фораминиферам и данные био- и литофациального анализов для Австралии показали, что в ее южной части, где господствовали аридные условия и поступление терригенного материала было незначительным, перерывы выражены ярче, чем в северной Австралии, где условия влажности климата приводят к поступлению значительных количеств осадочного вещества. На примере Австралии можно видеть, как различаются кривые изменения уровня, полученные на южной, западной и юго-восточной континентальных окраинах этого материка (см. рис. 107). Влияние локальных и региональных факторов проявляется здесь со всей четкостью. Для Австралии, как отмечает Куилти [Quilty, 1977], примечательно то, что циклы подъема и опускания уровня океана сменялись через приблизительно равные интервалы времени: этапы накопления осадочного вещества на северо-западном шельфе, в районе Перта и в бассейне Эукла, по данным бурения (поздний палеоцен – ранний эоцен, средний – поздний эоцен, поздний олигоцен – средний миоцен и ранний плиоцен – современные), очень четко и синхронно сменялись этапами эрозии. Эрозия и сброс осадочного вещества с шельфа отвечают этапам перемещения осадочного материала с первого глобального уровня на второй (ранний – средний эоцен и особенно четко ранний олигоцен и поздний миоцен). Средние части этих циклов сброса материала с шельфов Австралии в абсолютных возрастах отвечают 50, 30 и 10 млн лет. Можно видеть, что все они отвечают и падениям уровня на глобальной кривой. Максимальное за всю фанерозойскую историю и наиболее резкое падение уровня, случившееся 30 млн лет назад (в низах позднего олигоцена), выражено в Австралии очень четко, так же как и другое крупнейшее для кайнозоя падение уровня. Олигоценовая регрессия (38–30 млн лет назад) отвечала падению уровня океана, по данным для Австралии, приблизительно на 250 м, при этом обнажался не только весь шельф, но верхняя часть материкового склона. В области бывшего шельфа развивались процессы латеритизации, т.е. шло субаэральное выветривание.

Изменения уровня Красного моря в среднем миоцене также коррелируют с глобальными изменениями уровня океана [Khedr, 1984].

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ВО ВРЕМЯ ПОЗДНЕЙКАЙНОЗОЙСКИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ. ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИЙ ФАКТОР

По данным многих авторов, изменения уровня океана за последние 15 млн лет связаны главным образом с оледенениями, хотя, конечно, влияние тектонического фактора полностью не исключается [Pitman, 1979; Blackwelder, 1981]. Глобальные уровни океана в это время определяются количеством воды, изъятой из океана на образование гигантских ледников континентальных оледенений. При повышении температуры происходит таяние ледников и повышение уровня океана. По недавним определениям, за последние 40 лет за счет потепления климата растаяло около 50 тыс. км^3 льдов [Etkins, Epstein, 1982]. Следует заметить, что указанный предел "ледниковой регулировки" уровня довольно относительный, поскольку оледенение Антарктиды началось в олигоцене [Allis et al., 1975; Frakes, 1979]. Ледники здесь сначала развивались в горных районах и выходили на равнины, а около 38 млн лет назад достигли берегов океана. В районе моря Росса гляциальные отложения датируются как олигоцен – ранний миоцен, а в кернах бурения и длинных колонках из южного полушария айсберговые осадки появляются в раннем миоцене [Лисицын, 1980].

Горное оледенение в северном полушарии началось позднее, чем в Антарктиде, около 10 млн лет назад, а оледенение Исландии – около 3 млн лет назад [Лисицын, 1980], что и естественно, учитывая разницу в широтном положении этих районов.

Таким образом, этап от 38 до 15 млн лет назад – это время усиления оледенения и влияния ледникового фактора на изменение уровня, хотя, как отмечалось выше, доминирующее значение гляцио-эвстатический фактор приобрел не менее чем 15–10 млн лет назад. Глобальные подъемы уровня связаны с глобальными потеплениями, а понижения (этапы сброса материала на второй уровень) – с похолоданиями. Захват больших масс пресной воды в ледник из океана приводил к изменению изотопного состава кислорода в морской воде. Это явление широко используется для количественного определения объемов воды, изъятой на построение континентальных ледников, и после пересчета может указывать изменение уровня океана.

Сущность метода состоит в том, что при развитии континентального оледенения значительные объемы пресной (более изотопно легкой) воды изымаются из океана и переходят в льды материковых ледников (рис. 108, 109). Эти количества столь велики, что приводят к снижению уровня океана на десятки метров с максимальным значением, превышающим сотню метров. Изменение изотопного отношения $^{18}O/^{16}O$ фиксируется в раковинках морских организмов и устанавливается на основе анализа карбоната раковинок бентических фораминифер.

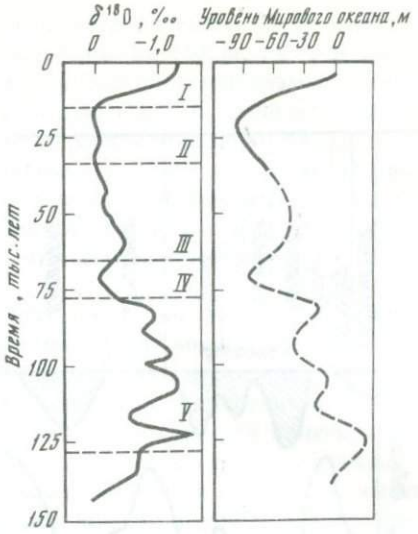
Метод определения палеотемпературы океанских вод по планктонным фораминиферам [Emiliani et al., 1975; Боуэн, 1981] дал возможность установить глобальные похолодания и потепления, с которыми связаны изменения объемов континентальных ледников, а следовательно, и изменения уровня океана. Изменения температуры воздуха и объема ледников (с момента их широкого развития на суше) стали одним из главных факторов колебаний уровня океана, дополнительно наложенным на обычную картину изменений в связи с изменениями и скорости спрединга, и локальной и региональной тектоники (вертикальные движения берегов).

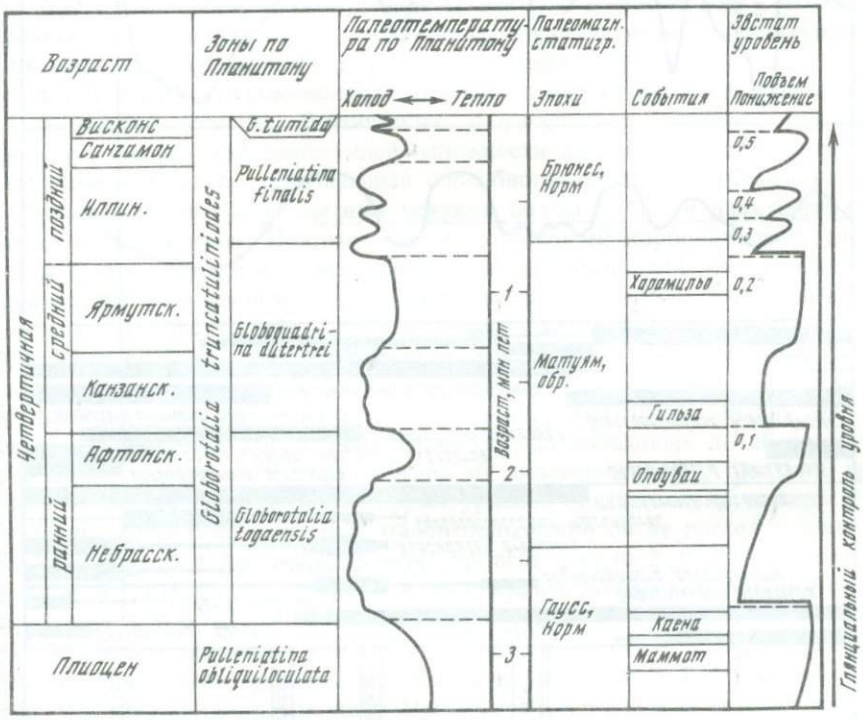
На основании изучения изменений палеотемператур была разработана кислородная шкала, при этом сначала измерения проводились в пределах верхних 1–2 млн лет, т.е. захватывали плейстоцен и верхи плиоцена, но с развитием глубоководного бурения ими был охвачен практически весь кайнозой, а затем и представленные в глубоководном бурении части мезозойского разреза океана [Shackleton, Cita, 1979; и др.].

Исследование изотопного состава бентических фораминифер позволило установить точную количественную зависимость: для последних 18 тыс. лет увеличение содержания ^{18}O на 0,1‰ в океанских водах соответствует падению уровня океана на 10 м [Shackleton, 1977; Schackleton, Opdyke, 1977; Streeter, Shackleton, 1979; Williams

Рис. 108. Изменения уровня океана во время четвертичных оледенений в сопоставлении с изменением изотопного состава кислорода океанских вод (захват легкого изотопа в континентальные ледники)

Справа – кривая изменения уровней, слева – кривая изменения изотопного состава фораминифер из донных осадков (панцири фораминифер своим изотопным составом отвечают составу воды прошлого). Последние 125 тыс. лет





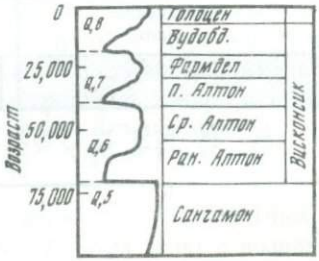


Рис. 109. Относительные изменения уровня океана, магнитостратиграфия и зоны по планктонным фораминиферам для отложений четвертичного времени (последние 2 млн лет). Справа – врезка для последних 100 тыс лет [Beard et al., 1982]

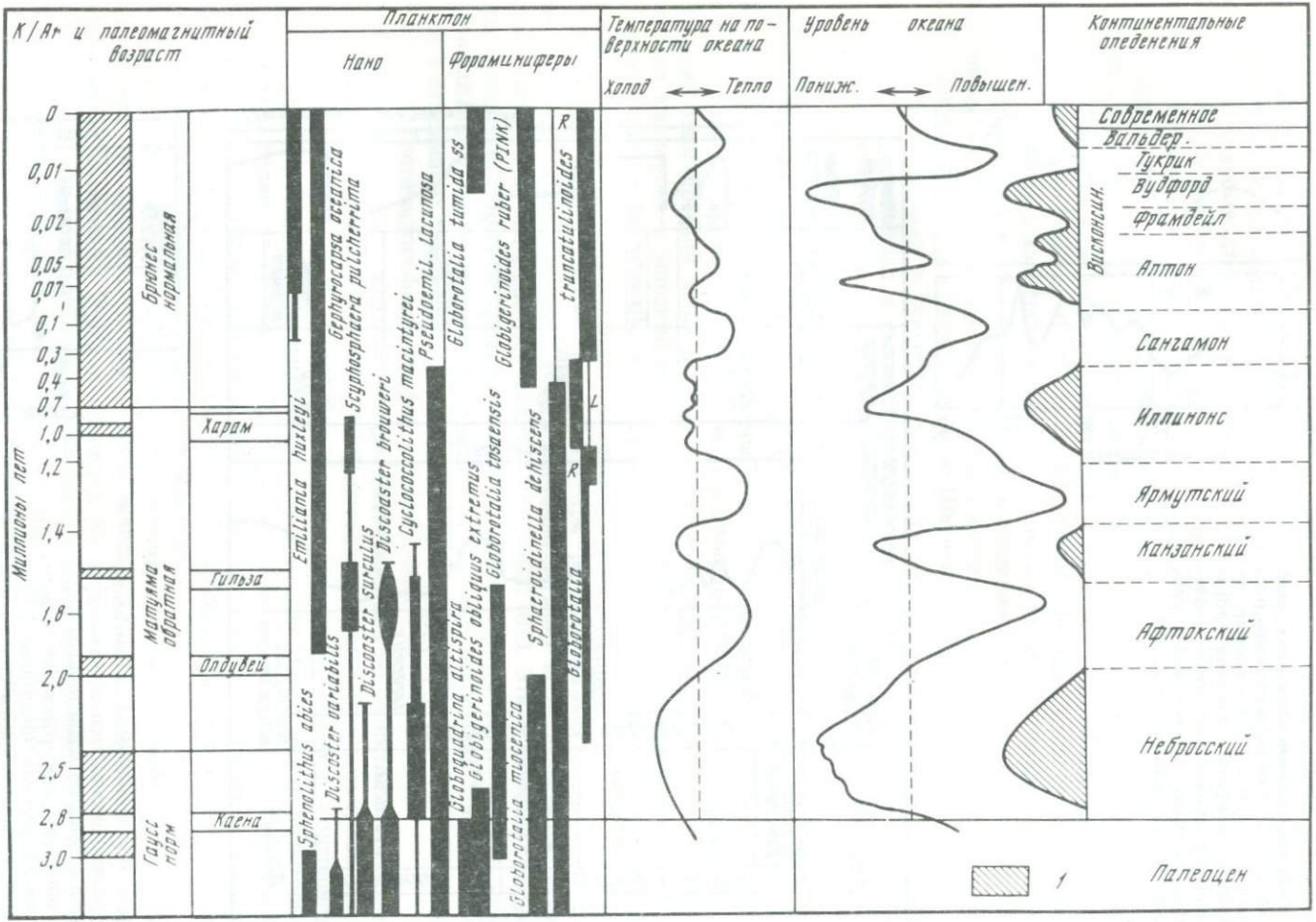


Рис. 110. Сопоставление изменений уровня океана, температуры на поверхности и стадий оледенения Северной Америки с зонами по планктонным фораминиферам и палеомагнитной шкалой. Мексиканский залив [Beard et al., 1982]

1 — этапы оледенений

et al., 1981]. Таким образом этим методом было установлено и датировано глобальное снижение уровня во время последнего оледенения на 165 м, т.е. совсем недавно (около 18 тыс. лет назад) практически весь шельф был областью размыва, а площадь, питающей провинции (водосбора) океана, увеличилась на 26,5 млн км^2, что близко к современной площади Африки. Для последнего межледниковья, свидетелями которого мы являемся, характерно повышение уровня со скоростью 165 м: 18 тыс. лет = = 9,2 м/1000 лет, или около 1 мм/год. Если считать не от максимума оледенения, а от начала массового таяния материковых ледников, то скорость подъема увеличится вдвое и будет соответствовать 2 мм/год, что сейчас отмечается мореографами (рис. 110).

Последняя послеледниковая трансгрессия началась, по мнению большинства исследователей, 17–16 тыс. лет назад. Скорость подъема уровня менялась в зависимости от скорости таяния: составляла сначала около 9 мм/год, затем снизилась до 4 мм/год, а в настоящее время составляет 1–2 мм/год. Это связано с постепенным уменьшением в ходе таяния площадей континентального оледенения (скоростей подачи талой воды в океан). При этом в ряде мест с поднимающимися берегами и в настоящее время устанавливается не подъем, а относительное понижение уровня океана (снижение относительной глубины). Так, побережья Финляндии и Швеции поднимаются со скоростью более 5 мм/год, а Мексиканского залива (в районе Галвестона) на 4 мм/год. В связи с локальными и региональными тектоническими поднятиями кажущееся понижение уровня в этих местах составит 4 и 3 мм/год соответственно.

Колонки и керны глубоководного бурения дают возможность определить изменения изотопного состава бентических фораминифер надежно для последних 250 тыс. лет, однако для наибольшей надежности датировок и изотопных определений необходима высокая разрешающая способность разреза, которая обеспечивается скоростями накопления карбонатных осадков около 50 Б (и даже более) при наибольшей полноте разреза. Поэтому наряду с рыхлыми карбонатными отложениями океанов для этих целей используют также и коралловые рифы, береговые отложения островов (особенно ракушечники), которые в своем развитии тесно связаны с уровнями океана [Shepard, Curray, 1967; Milliman and Emery, 1968; Konichi et al., 1974; Ku, 1974; Chappell, Veeh, 1978; Harman et al., 1982] (рис. 111).

Не вдаваясь в детали этих во многом еще спорных определений, приведем наиболее полные сопоставления, где показаны изменения уровня для последних 160 тыс. лет, основанные на изучении коралловых платформ, датированных по абсолютному возрасту, а также бентических фораминифер из экваториальной Атлантики (рис. 112, 113). Как видно из кривых, за это время уровень океана только дважды превышал современный, обычно же даже для этапов повышения он не достигал современного. Только 135 тыс. лет и 120 тыс. лет назад уровень был на 2–9 м выше современного [Williams, et al., 1981]. Еще более детальные кривые изменения уровня были получены для последних 8–6 тыс. лет (рис. 113–115).

Изучение гипсометрических уровней и возрастов кораллов, проведенное в бассейне Карибского моря, также подтвердило, что за последние 120–125 тыс. лет существенных подъемов уровня не происходило. Максимальный подъем за время позднего плейстоцена не превышал 5–6 м [Szabo et al., 1978] (рис. 116).

Таким образом, общая тенденция к повышению уровня в связи с таянием ледников была очень сильно осложнена явлениями второго и третьего порядка. Рассматривая этот рисунок, нужно иметь в виду, что этапы подъема (и стабилизации) уровня – это этапы накопления вещества на первом глобальном уровне, а этапы понижения – его сброса на второй уровень. Отсюда потепления во время позднекайнозойского оледенения отвечали седиментации на первом уровне, похолодания – его сбросу на втором уровне.

Расширяющееся сейчас бурение на шельфах дает множество убедительных примеров периодического сброса осадочного материала с шельфа и из дельт с возникновением перерывов, латеритизацией осадочного материала, субаэральным выветриванием и др.

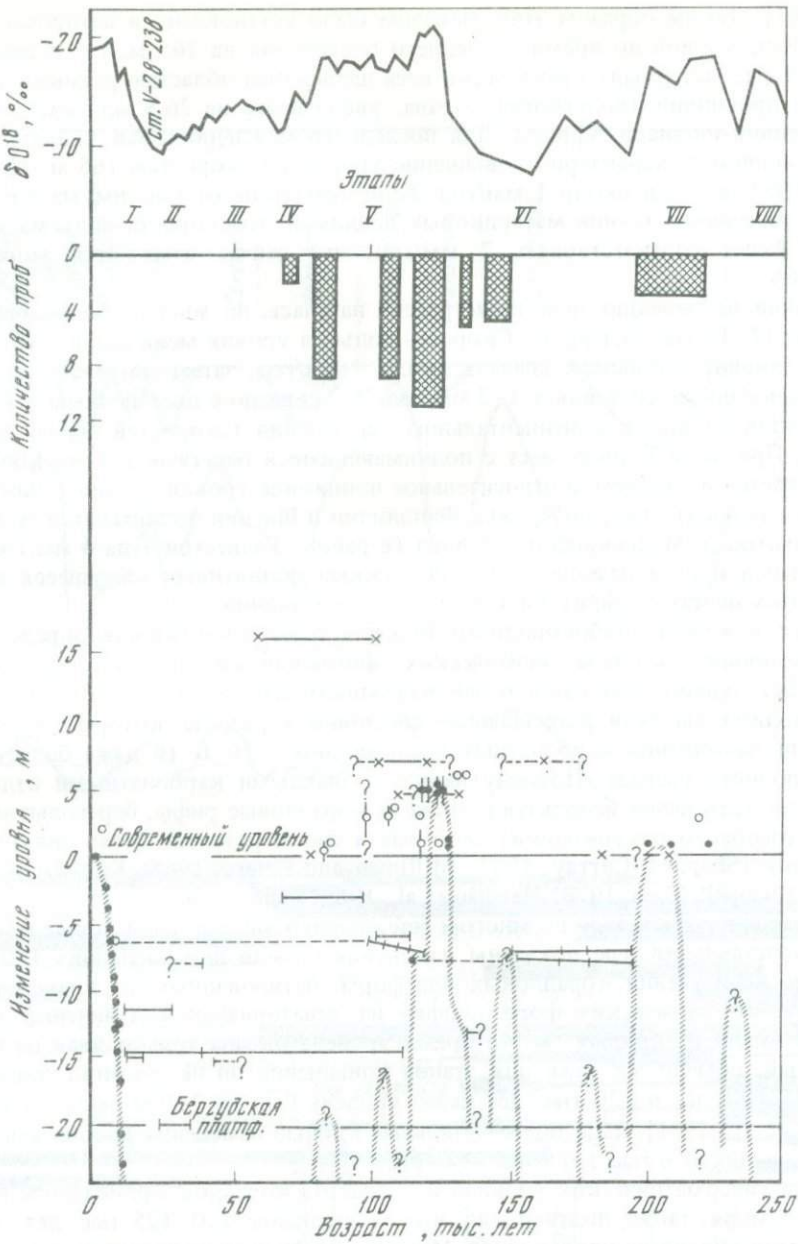


Рис. 111. Изменения уровня на Бермудских островах за последние 250 тыс лет – снизу кривая изменения уровня, сверху – кислородная шкала [Harmon et al., 1983]

Иначе говоря, признаками того, что крупные порции осадочного вещества, накапливавшиеся в устьях рек и на шельфах, периодически перемещались на второй уровень лавинной седиментации. Такие примеры описаны для кайнозоя Атлантического побережья (40°–25° с.ш.) Северной Америки [Blackwelder, 1981], где периоды сброса материала с первого глобального уровня отвечают 23–20 млн лет, 11–10; 6,5–5; 4–2,5; 1,9–1,8; 1,1–0,5 млн лет и несколько раз за последние 0,4 млн лет. Прибрежная равнина Северной Америки – это область в тектоническом отношении стабильная.

Близкие по времени регрессии и трансгрессии отмечены и на противоположных

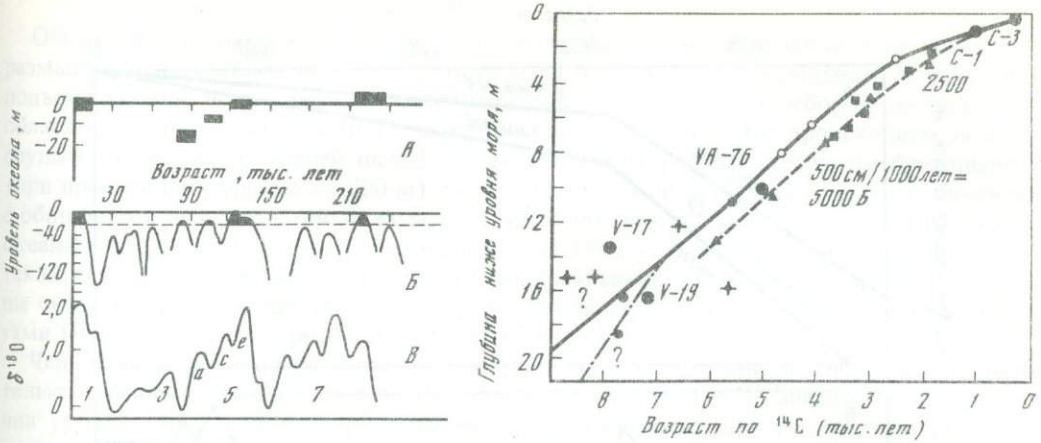


Рис. 112. Разрез прибрежных отложений Австралии (зал. Спенсер) и кривая изменения уровня для последних 250 тыс лет [Hails et al., 1984]

А – изменения уровня по данным для Австралии; черные прямоугольники – места наблюдений; *Б* – генерализованная кривая для изменения уровня океана; *В* – кислородная шкала

Рис. 113. Изменение уровня океана за последние 8 тыс лет (фландрская трансгрессия) по данным для района Нью-Йорка

Сплошная линия – по Рампино и Сандерсу [Rampino, Sanders, 1980], пунктир – по данным других авторов. Знаками, буквами и цифрами показаны результаты анализов

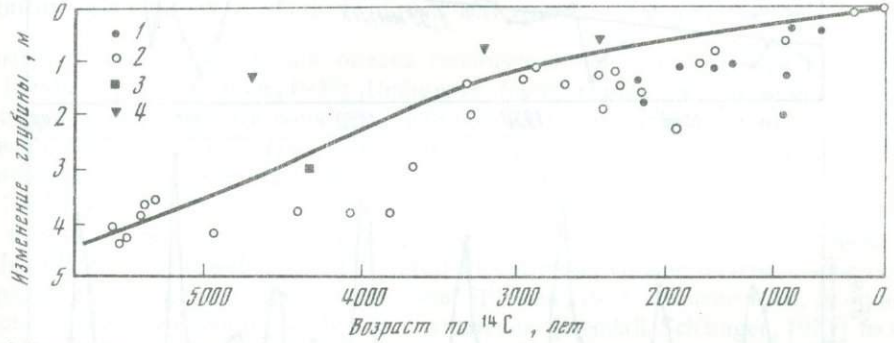


Рис. 114. Изменение уровня для последних 6 тыс лет по наблюдениям на островах и побережье Атлантического океана в сопоставлении со средней кривой уровня по Шоллу и др. [Woodraffe, 1981]

1 – Гранд Кайман; *2* – Флорида; *3* – Багамские острова; *4* – Белиз

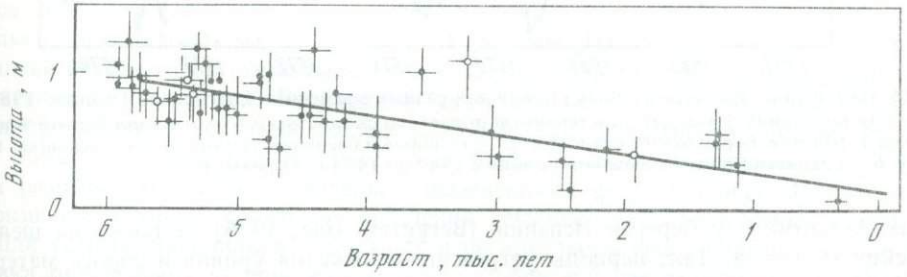


Рис. 115. Изменение уровня океана за последние 6 тыс лет для Австралии (Квинсленд). Пример региональных различий в тенденциях изменения уровня [Chappell, Veen, 1983]

Неодинаковые знаки – данные разных авторов

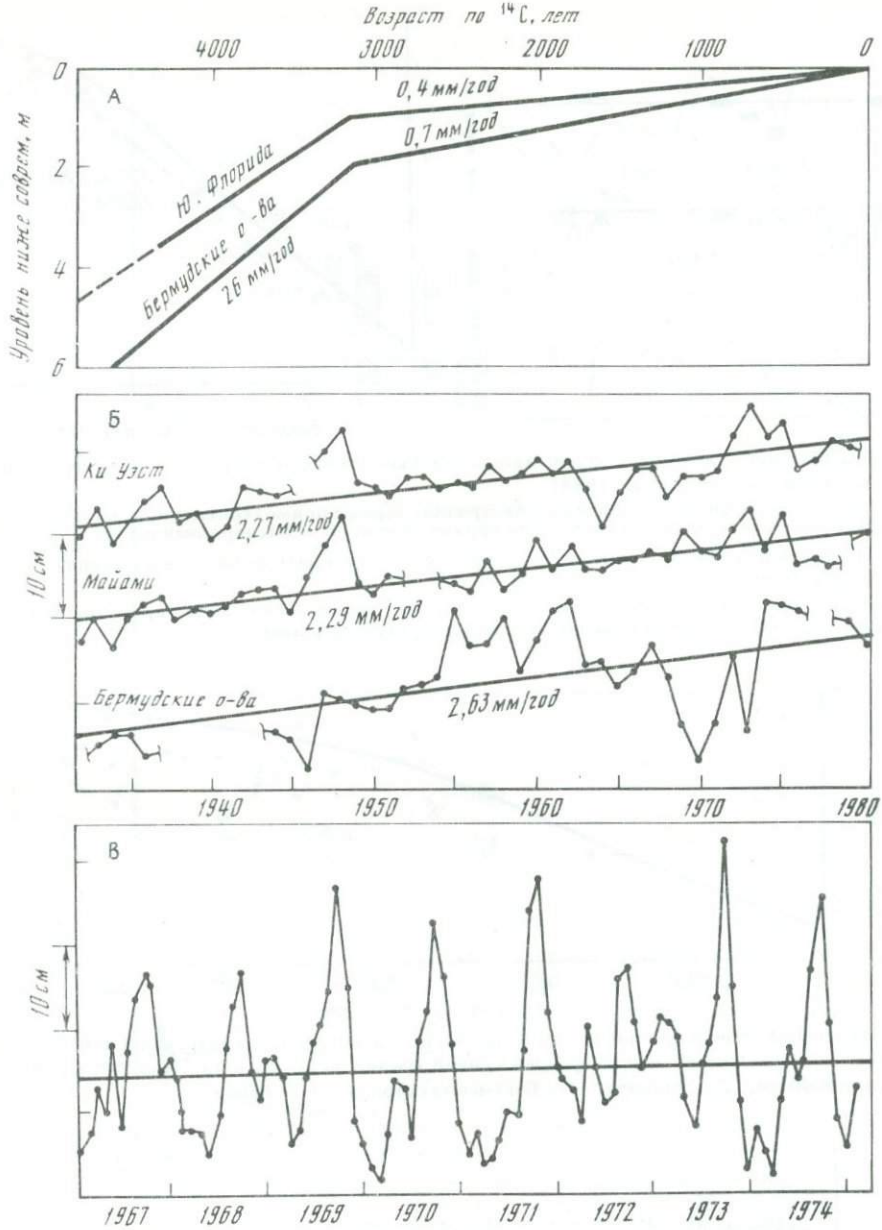


Рис. 116. Изменение характера кривых уровня для разных временных интервалов [Wanless, 1983]

А – для последних 5 тыс лет; постепенный подъем со скоростью 0,4 мм/год для Южной Флориды и 0,7 мм в год для Бермудских островов. *Б* – годовые изменения уровня по наблюдениям 1932–1980 гг. *В* – среднемесячные изменения уровня с 1967 до 1974 г. (Майами)

берегах Атлантики: у берегов Испании [Berggren, Hag, 1976], а также на шельфах океанских островов. Так, периоды регрессии, понижения уровня и сброса материала на второй глобальный уровень отмечались для Канарских о-вов [Lietz, Schmincke, 1975], Гавайских о-вов [Ku, 1974], о-вов Фиджи [Adams et al., 1977], Новой Зеландии, Бермудских о-вов [Harmon et al., 1983], о-ва Тимор [Chappell, Veeh, 1978]. Время трансгрессий и регрессий на Канарских о-вах совпадает с событиями на прибрежной равнине США и с кривой Вейла и др. (1982 а, б).

Обнажение шельфов и дельт при опусканиях уровня моря приводило не только к размыву рыхлых отложений, накопившихся на них на этапах стабильного уровня или подъема уровня, но и к резкому увеличению общей площади водосборов океанов, т.е. областей обычного субаэрального выветривания и размыва. Это происходило за счет осушки огромных площадей шельфа. В целом для Мирового океана это приращение (при пропускании уровня на 200 м) составляет 27,5 млн км^2. Для отдельных океанов с обширными шельфами оно оказывается еще более значительным: для Атлантического океана 8,8%, а для Северного Ледовитого – 41,1%. Существенно приращение площади также и в ряде морей с широкими шельфами и малыми глубинами, многие из них вообще оказывались в это время сушей, другие отчленялись от океана мелководными порогами (Черное, Красное, Средиземное и другие моря).

Черное море в плиоцене было отчленено от Мирового океана и соединялось с ним только в раннем понте и акчагыле [Чепалыга, Садчикова, 1982]. Значительные колебания уровня этого водоема продолжались и в плейстоцене, причем падение уровня в ряде случаев превышало 100 м [Федоров, 1978], а последнее снижение уровня со сбросом вещества на 2-й глобальный уровень имело место 18–17 тыс. лет назад (снижение на 80–90 м) [Куприн, Сорокин, 1982]. Снижение уровня моря доказывается и переуглублением речных долин Черного и Азовского морей. В частности, отмечены три этапа врезания долин в плиоцене [Мацуй, Рябцев, 1981].

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ НАГРУЗКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА. ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ

Попытки определений уровня океана геологического прошлого предпринимались давно [Grabau, 1924; Kuenen, 1939; Umbgrove, 1939]. Однако, как отмечалось, только за последнее десятилетие эти попытки стали облекаться в количественные или полуколичественные формы. Это стало возможным благодаря совместному использованию высокоточной сейсмики и бурения, методов сейсмостратиграфии [Payton, 1977; Vail et al., 1977; Vail, Hardinbol, 1979; Vail, Todd, 1981; и др.], а также разработке ряда новых независимых методов. Один из таких методов – геоисторического моделирования [Guidish et al., 1984], другой – метод определения уровня по изменению скоростей спрединга в срединных хребтах океанов [Pitman, 1978]. Кроме того, развивается метод определения уровня по карбонатонакоплению [Kendall, Schlanger, 1981] на основании анализа стратиграфических и палеонтологических данных [Ader, 1981], на основании детального фациального анализа (палеозойские отложения Европы и Северной Америки) [Leggett et al., 1981].

Можно назвать интересные работы, в которых для отдельных этапов прошлого приводятся данные по определению уровня на основе совместного применения сразу нескольких независимых методов. Например, Халлем [Hallem, 1981] определял уровни для ранней юры методом фациального анализа, сейсмостратиграфии и по распределению эпиконтинентальных морей. Необходимо указать и на то, что глобальные изменения уровня принимаются не всеми исследователями. Так, в частности, Морнер [Morner, 1981] считает, что перемещения береговой линии, которые фиксируются в геологических разрезах, могут быть связаны с изменениями формы геоида. Другие авторы подчеркивают большую сложность отделения региональных и локальных составляющих. Для устранения влияния локальных и региональных факторов была предложена методика определения уровня фундамента с "обратной разгрузкой" [Guidish et al., 1984].

ПОГРУЖЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА. МЕТОД "ОБРАТНОЙ РАЗГРУЗКИ"

Уже давно известно, что под действием огромной нагрузки осадочного материала происходит изостатическое погружение фундамента. Были установлены основные количественные связи, которые позволяют, изучая конкретные разрезы, определять вес осадка, затем снимать его, т.е. постепенно как бы разгружать поверхность фундамента от осадочной нагрузки, что вызывает ее подъем, и, таким образом, прослеживать локальный уровень, существовавший для разных этапов прошлого. Этот метод назван методом геоисторического моделирования и был развит в ряде работ [Watts, Ryan, 1976; Van Hinte, 1978; Watts and Steckler, 1979; Sclater, Christie, 1980; Watts, 1982; Nielsen et al., 1986]. Метод дает возможность сопоставлять глубину захоронения осадков с изменениями уровня. Глубина поверхности седиментации (палеодна) определяется обычно по материалам из скважин на основании данных по литологии, мощности отложений и других показателей.

Исследование погружения поверхности фундамента под влиянием нагрузки осадочного материала чаще всего ведется на локальном или региональном уровне, однако при сопоставлении большого количества данных из разных частей Земли удается установить и глобальную составляющую [Guidish et al., 1984].

Локальная и региональная составляющие обусловлены нагрузкой осадочного материала, которая быстро меняется от места к месту и определяется эвстатическими явлениями. Таким образом, в современном понимании изменения уровня океана – явление значительно более сложное, чем это первоначально представлялось. Для выявления глобальной составляющей геологического прошлого, как и для современного этапа, нужно научиться выявлять и исключать локальные и региональные составляющие.

Интересная попытка геоисторического анализа данных по 158 скважинам бурения на нефть и газ была выполнена Гуидичем и др. [Guidish et al., 1984].

Сущность использованного авторами метода "обратной разгрузки" состоит в том, что, зная в какой-либо скважине бурения положение фундамента осадков, можно снимать последовательно не только нагрузку с верхних слоев, но также учитывать и уплотнение осадков в ходе их захоронения. Данные об уплотнении (изменении пористости отложений) приводятся в работе Склейтера и Кристи [Sclater, Christie, 1980].

Нагрузка, под действием которой происходит прогибание фундамента, может быть определена, исходя из значений мощности слоя (S) и объемного веса отложений (Ps), который меняется в зависимости от снижения пористости при уплотнении осадка со временем.

На рис. 117 приведена слева колонка осадка мощностью S и объемным весом Ps. Пористость в осадке меняется по закономерности, установленной Склейтером и Кристи; сверху – слой воды толщиной Wd. Фундамент может быть кристаллическим или из плотных (с пористостью менее 1%) пород (так называемый эффективный фундамент). Требуется определить на какой глубине (Y) окажется поверхность фундамента, если удалить массу толщи осадков, т.е. какова была глубина дна до момента накопления данного слоя осадков? Вычисления проводятся по формулам с применением ЭВМ, что исключает субъективный подход. В конечном итоге для каждой скважины бурения удается (используя данные по нескольким слоям) построить график изменения глубин фундамента осадков во времени (рис. 117, *Б*). На этом рисунке показаны кривые погружения фундамента во времени для скважин, пробуренных в Северном море.

Северное море в настоящее время один из наиболее изученных бассейнов океана, поскольку на его дне обнаружены значительные запасы углеводородов. По данным бурения и геофизики, здесь за последние 200 млн лет накопилась многокилометровая толща осадков (современные глубины дна основной части моря не больше 100 м). Наиболее отчетливое и быстрое погружение установлено 65 млн лет назад, причем, как показали детальные карты изопахит, оно шло дифференцированно, т.е. с разной

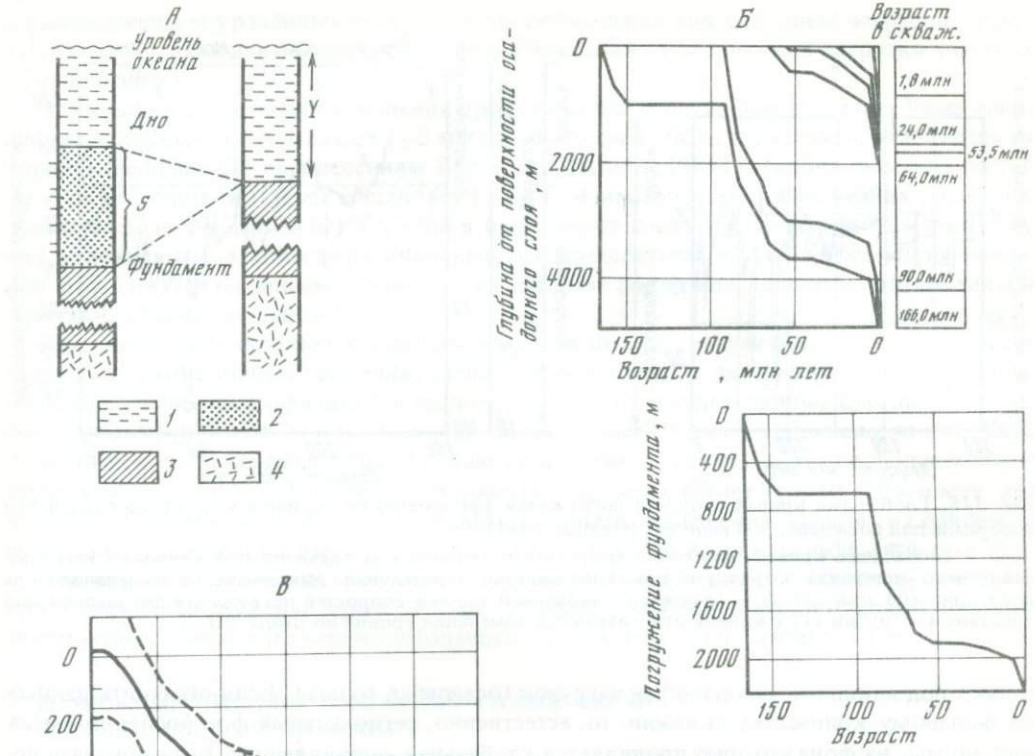


Рис. 117. Прогибание края шельфа под действием нагрузки осадочного материала [Guidish, 1984]

А – принципы метода "обратной разгрузки". Слева – колонка с нагрузкой осадочного материала, справа – положение дна после разгрузки его от осадочного материала вычислительным методом. *1* – вода; *2* – осадки; *3* – осадочные и кристаллические породы; *4* – мантия. *Б* – история погружения дна Северного моря под действием осадков. Верхний рисунок – история осадконакопления, справа – разрез с основными слоями, использованный для построений, внизу – история погружения фундамента моря под действием нагрузки осадочного материала для последних 150 млн лет. *В* – глобальная кривая погружения фундамента под действием нагрузки осадочного материала до 1200 м за 300 млн лет

скоростью в разных частях моря [Nielsen et al., 1986]. В палеоцене – эоцене депоцентр был расположен в северо-западной части моря (грабен Викинг), а в олигоцене – миоцене – в южной части Центрального грабена. Скорость погружения от 15–20 мм/1000 лет в палеоцене – миоцене, до 100–150 – в плиоцене и в четвертичное время.

На основе использования данных не по одной скважине, а по большому их числу из разных частей океана, можно, пользуясь методами статистики, построить глобальную кривую средней скорости погружения фундамента бассейна под влиянием нагрузки осадочного материала (рис. 118). Данные отвечают возрасту 300 млн лет, но статистически обеспечены пока до 250 млн. Как видно из кривой, средняя скорость погружения края шельфа под влиянием нагрузки осадочных пород меняется для последних 250 млн лет в пределах от 4 до 18 м/млн лет (от –4 до –18Б).

При этих построениях исходят из того, что уровень океана не менялся и что, таким образом, все изменения глубины поверхности эффективного фундамента происходят

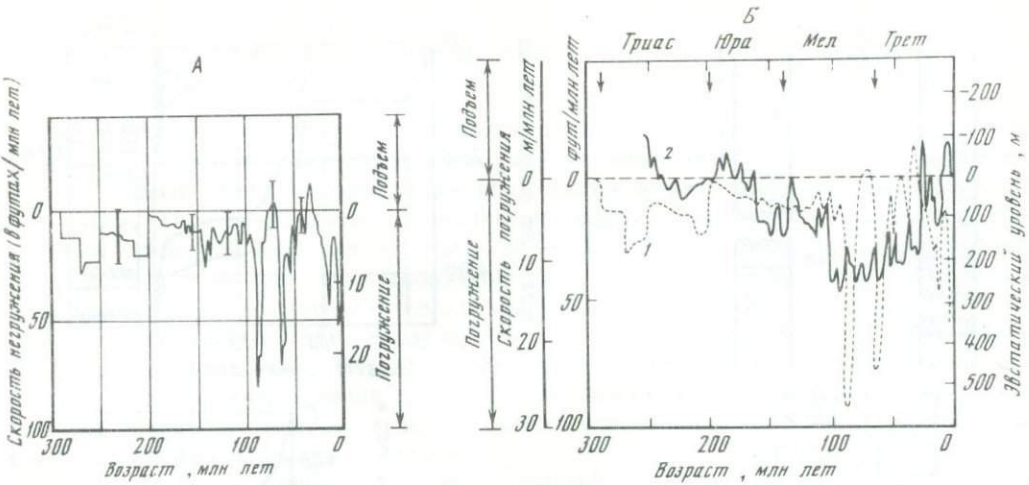


Рис. 118. Глобальная кривая скорости погружения фундамента под влиянием нагрузки осадочного материала для последних 300 млн лет [Guidish, 1984]

А – глобальная кривая изменения скоростей погружения фундамента под влиянием нагрузки осадочного материала. Отрезками показаны ошибки определений. Максимальные изменения – за последние 100 млн лет. *Б* – сравнение глобальной кривой скоростей погружения дна шельфа под действием нагрузки (*1*) с кривой относительных изменений уровня по Вейлу (*2*)

только под влиянием меняющихся нагрузок (осадочная толща). Если обобщить данные по большому количеству скважин, то, естественно, региональный фон воспринимается как шумы, на фоне которых проявляется глобальная составляющая. Если показать погружение основания не кумулятивной кривой, а в скоростях опускания (рис. 118, *А*), то оказывается, что в ходе погружения, которое должно быть под действием возрастающих нагрузок осадков плавным, возникают резкие отклонения, которые могут быть связаны с изменениями уровня океана. На том же рисунке для сравнения показана кривая Вейла (рис. 118, *Б*), основанная на методах сейсмостратиграфии. Можно видеть, что в ряде мест отмечается хорошее совпадение кривых, полученных разными методами, выдерживаются общие тенденции – выделяются этапы повышения и понижения уровня. По данным метода "эффективного фундамента", снижение уровня было максимальным для этапа 100–50 млн лет назад, что совпадает с кривой Вейла. Однако масштабы снижения по первому методу много больше – до 500 м, тогда как по методу Вейла – около 250 м. Существенны также и отличия, которые могут быть вызваны рядом обстоятельств, в том числе и недостаточной обеспеченностью данными для выделения глобальной кривой погружения фундамента. Эти материалы поэтому должны рассматриваться пока как предварительные. Однако несомненно то, что изменение колебаний уровня древнего океана может с одинаковым успехом определяться как сейсмоакустическими методами, так и по скорости погружения фундамента осадочного слоя.

Изменение глубин края шельфа под влиянием нагрузок осадочного материала и постепенного снижения температуры получило количественное выражение после ряда интересных исследований [McKenzie, 1978; Jarvis, McKenzie, 1980]. Особенно большое развитие этот метод термомеханического анализа истории шельфа получил в связи с определением условий, благоприятных для продуцирования нефти и газа, которые возникают в осадочных толщах при температуре от $+100^0$ до $+225^0$ С. Предложены математические решения [Bremaecker, 1983].

Данные современных наблюдений за изменением уровня океана подчеркивают огромное влияние локальных и региональных факторов. Полученные результаты за последние годы находятся в пределах от повышения уровня со скоростью до 1 м в столетие – для Луизианы (США), где море ежегодно поглощает около 20 км^2 земли, до понижения уровня со скоростью до 1 м в столетие – для Скандинавии [Hansen, 1985]. Это связано

с расположением уровенных постов: на прогибающейся под влиянием нагрузок дельте (Луизиана) и на поднимающихся после освобождения от ледниковой нагрузки участках (Скандинавия).

Это крайние из значений изменения уровня океана за последнее столетие. Чаще всего цифры находятся в пределах от 1–2 мм до 10–20 см в 100 лет, т.е. также отличаются на порядок величин. По определениям Барнетта [Barnett, 1983], средняя скорость подъема уровня океана за 100 лет составляет 14 см (1,4 мм/год), но для последних 50 лет она повысилась до 23 см/100 лет (2,3 мм в год), что связывается с увеличением поступления углекислоты в атмосферу, повышением температуры и усилением таяния ледников в связи с потеплением. Главный вклад дают покровные ледники Антарктиды и Арктики, а также горные ледники.

Для оценки относительных изменений уровня океана следует иметь в виду и другое важное открытие общего значения, сделанное за последние два десятилетия совместными исследованиями геофизиков и геологов. На основе анализа данных бурения на шельфах (до глубин 3 тыс. м и в отдельных местах более) было установлено, что шельфы Атлантического побережья США опускаются в связи с охлаждением (т.е. под влиянием термического контроля) со средней скоростью 1–2 см в 1000 лет (т.е. 10–20 м в млн лет или 0,01–0,02 мм год). Если сопоставить скорости повышения уровня на современном этапе, приведенные выше, со скоростями погружения края шельфа (что регистрируется как подъем уровня), то разница составляет около двух порядков величин. Таким образом, погружение краев шельфа – процесс медленный и однозначный, им нельзя объяснить резкие изменения глобального уровня, тем более разного знака.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ОКЕАНА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Среди возможных причин глобального эвстатического изменения уровня могут быть выделены основные две группы:

изменение объема воды в океане (при неизменном объеме бассейна);

изменение объема вмещающего бассейна (при неизменном объеме водной массы).

Изменение объема воды в океане.

В ходе геологической истории изменение объема воды происходило постепенно за счет поступления ее из глубинных слоев коры, что наглядно показано в работах Сорохтина и ряда других авторов.

По этим данным, никаких циклических изменений этот медленный и однозначный процесс увеличения объема воды в океане не претерпевал. Изменение объема воды может происходить также и путем ее изъятия из океана во время крупных материковых оледенений или, наоборот, при поступлении вод при таянии ледников. При этом изъятие из океана больших масс пресной воды сопровождалось изменением изотопного состава кислорода в оставшейся морской воде. Анализ изотопного состава кислорода в длинных колонках, проведенный на региональной, а затем и на глобальной основе, позволяет количественно оценить эти изменения. Понятно, что они имели место только во время палеозойских и позднекайнозойских оледенений, хотя главная часть данных касается кайнозойских оледенений, а для палеозойских – суждения построены главным образом на аналогиях. Изменение объема водной массы в океане, таким образом, не может объяснить циклического характера изменений глобального уровня для периодов вне оледенений.

Изменение объема вмещающего бассейна (океанских впадин). Два глобальных уровня земной коры – континентальный и океанский, – соответствующие двум тектоническим уровням нашей планеты, сохранялись начиная с зарождения континентальной коры, т.е. четко на протяжении последнего миллиарда лет, менее четко – трех миллиардов. Нижнему из этих уровней – океанскому – (средняя глубина его 3794 м) соответствовало океанское осадконакопление. Отсюда никаких сомнений в длительности седиментогенеза океанского типа быть не может. Но сохранение этих двух уровней еще не означа-

ет того, что объем океанских котловин в целом, объединяющихся в Мировой океан, был всегда постоянным. Наоборот, данные тектоники плит показывают, что история океана была очень динамичной, в ее ходе исчезали и появлялись целые океаны, т.е. объем океанских впадин несомненно менялся. Работы по определению скоростей спрединга во времени позволяют перейти к изменениям объемов океанских котловин во времени, а затем, считая объем океанской воды до позднекайнозойского оледенения постоянным, переходить к изменениям уровня.

В настоящее время на основе сопоставлений принято считать, что главными причинами изменений уровня является изменение объема срединных океанских хребтов (вследствие изменения скорости спрединга), которое при развитии оледенения действует одновременно с изъятием или поступлением воды при оледенениях или в межледниковые эпохи. По этим данным (Питмен), с позднего мела уровень океана постепенно понижался, но интенсивность этого снижения менялась во времени в зависимости от скоростей спрединга, а с наступлением оледенения также и в зависимости от климата. Нельзя исключать также влияния орогенических движений, которые особенно проявляются на кривых второго порядка. Следует заметить, что изменение глубин дна океана есть процесс закономерный во времени. Он определяется количественно и описывается кривой (Парсонса–Склейтера), проверенной к настоящему времени на огромном материале. Кривая эта отвечает вертикальному положению поверхности базальтов ложа в зависимости от его возраста, т.е. глубина океанов растет, в общем, по обе стороны от срединных хребтов – от приблизительно 2700 м близ оси до более 5000 м по периферии океана. В соответствии с кривой Парсонса–Склейтера закономерно меняется во времени также глубина вершин подводных гор, гайотов, вершин потухших вулканов и вулканических островов, т.е. всех сооружений, покоящихся на океанской коре-фундаменте. Эта закономерность связана с наращиванием океанской коры, ростом ее мощности и одновременно с этим с остыванием новообразованной коры [Sleep, 1976]. Термическая гипотеза объясняет и постепенное опускание дна кратонных бассейнов и континентальных окраин. Это опускание не меняет знака, т.е. является однонаправленным, причем скорость его обычно ниже скоростей эвстатических колебаний уровня.

Итак, в настоящее время главные причины изменений уровня океана, которые описываются кривыми первого и второго порядков, – это тектонические (изменения скорости спрединга во времени), главными же причинами изменений циклов как второго порядка, начиная с олигоцена, так и третьего для того же времени, являются оледенения. Независимые данные о климатических изменениях (по флоре и фауне, изотопным кривым и др.) показывают, что высокие уровни океана в это время соответствуют потеплениям, низкие – похолоданиям.

Глава VI

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ — СОПРЯЖЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ. ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ПЕРЕРЫВОВ И ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ ОСАДКОВ

Явления перерывов в осадконакоплении давно интересовали геологов, но особенно большое внимание они вызывали у тектонистов. Это было связано с упрощенным пониманием перерывов в связи с вертикальными движениями. Считалось, что перерывы возникают в тех случаях, когда верхние части осадочной толщи или горных пород выходят на уровень волнового поля и, таким образом, частично размываются. Чем больше мощность размытой толщи, тем, следовательно, больше амплитуда предполагавшегося поднятия. По перерывам стремились восстанавливать частоту и продолжительность вертикальных движений.

Большим сюрпризом для геологов-фиксистов оказалось исключительно широкое распространение перерывов в кернах бурения океанских отложений на глубинах 4–6000 м и больше, где не может быть и речи о поднятии дна до уровня поверхности океана. Длительность многих перерывов достигала десятков миллионов лет, а протяженность участков размыва (или неотложения) на дне исчисляется многими сотнями и тысячами километров. Перерывы сходного возраста прослеживались сразу в нескольких океанах. Стало ясно, что это явление не местного или регионального, а глобального масштаба.

Старая концепция связи перерывов с вертикальными движениями пришла в противоречие с новыми данными, причем не только бурения, но также и сейсмостратиграфии.

Сочетание методов бурения и сейсмостратиграфии, которое все больше используется при исследованиях океана, открывает исключительные возможности для изучения этого явления, которых раньше геологи не имели. Удается прослеживать верхнюю и нижнюю поверхность перерывов на очень большие расстояния, картировать положение этих поверхностей, изучать места, где перерывы переходят в нормальную толщу осадочных отложений без размыва. Это открыло пути для трехмерного изучения перерывов, а в сочетании с глубоководным бурением позволило изучать перерывы не только в пространстве, но и во времени, т.е. четырехмерно, так же как начинают изучаться сейчас осадочно-породные бассейны. Область размыва можно представить себе как бассейн отрицательной седиментации.

Перерывы такое же закономерное явление в осадкообразовании в областях лавинной седиментации, как и накопление больших толщ отложений. Скучивание материала в одном месте происходит за счет его удаления из другого места. Процессы эти идут синхронно, поскольку поступление лавинных порций вещества обеспечивается его захватом из области развития перерыва. Эта синхронность лучше всего и очевиднее всего видна при рассмотрении процесса на локальном уровне, слабее – на региональном и обычно упускается из вида при рассмотрении на глобальном уровне.

Лавинная седиментация и перерывы связаны между собой очень простой моделью. Представим, что копается яма, и почва из нее перемещается в отвал. Отвал соответствует области лавинной седиментации. Яма – области размыва, перерыва. Скорость роста отвала и время его образования соответствуют скорости и времени углубления ямы – области развития перерыва. Материал отвала может сгружаться на месте или отвозиться на большое удаление, но тем не менее его не может быть больше, чем вынуто из ямы, и по времени он связан с временем образования выемки (т.е. он не может возникнуть раньше, чем возникла яма). Представим себе, что яма находится на крутом склоне и материал из отвала смещается вниз по склону. Его появление на склоне связано во времени с углублением ямы. Некоторое время материал скапливается до достижения крити-

ческой массы, а затем обваливается вниз по склону, создавая подобие обвалов на континентальном склоне. Другая его часть после прохождения дождей сползает по склону в виде оползней, часть размывается и переносится вниз по склону потоками. Эту примитивную модель полезно иметь в виду при дальнейшем рассмотрении взаимодействия перерывов и лавинного накопления осадочного вещества, поскольку это два проявления единого процесса лавинной седиментации: массового удаления материала из одного места и его лавинного сгруживания в другом месте.

ПЕРЕРЫВЫ, РАЗМЫВ, НЕОТЛОЖЕНИЕ (НУЛЕВАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ), ПОДВОДНАЯ ДЕНУДАЦИЯ. ГЕОМЕТРИЯ И ХРОНОЛОГИЯ ПЕРЕРЫВОВ. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В геологии распространены два определения перерывов – стратиграфическое и литологическое (перерывы в осадкообразовании).

Пожалуй больше всего внимания уделялось перерывам при стратиграфических исследованиях, когда отмечалось нарушение возрастной последовательности слоев, которое возникало при размыве или длительном неотложении осадков. Размыв осадочных отложений часто не сопровождается в разрезах накоплением конгломератов или литифицированных поверхностей размыва (hard ground). Если следы удаления осадка заметны, то перерыв обычно описывается как размыв (надводный или подводный).

Перерывы в осадкообразовании (в литологическом понимании) – промежутки времени, на протяжении которых осадочный материал не накапливается или даже удаляется (размыв). Для стратиграфических исследований мерой длительности перерыва является время, для литологических – масштабы удаления (или неосаждения) вещества и время существования такого процесса. Нужно отметить, что литологическое направление изучения перерывов развито пока совершенно недостаточно, даже нет необходимой терминологии и понятий. Для наших целей изучения лавинной седиментации именно литологическое (вещественно-историческое) понимание перерывов особенно важно. Для литолога особенно важно понимание того, какое именно вещество, за какое время (темп развития перерыва), в каком объеме и из какой конкретно области развития бассейна перерыва (и какой конфигурации этого бассейна перерыва) оно было удалено. Литология перерывов должна рассматриваться так же, как и литология областей осадконакопления, с той же терминологией, но с алгебраически обратным знаком. Например, бассейн седиментации нами сопоставляется с бассейном развития перерыва, скорость седиментации – со скоростью развития перерыва, абсолютные массы накопления – с абсолютными массами уноса вещества при развитии перерыва и т.п.

Реконструкция осадочных тел, перемещенных за время образования перерыва в область лавинной седиментации, изучение их литологии и геохимии – это области исследований, пока еще не затронутых в литологии, однако без них понимание процесса лавинной седиментации будет неполным и поверхностным.

Перерыв – интервал геологического времени, который не представлен в разрезе никакими отложениями. Если перерыв достаточно длительный, то он является поверхностью стратиграфического несогласия (рис. 119, 120). Перерыв может возникнуть не только при размыве осадков, но чаще за счет неотложения осадочного материала на данном участке дна достаточно длительное время. Как будет показано дальше, в современных условиях процессы неотложения идут на значительно бóльших площадях дна, чем процессы размыва уже отложившихся осадков. Неотложение возникает в тех случаях, когда скорость течения (или вертикальная составляющая волновых движений) не допускает отложение частиц на поверхности дна, и осадочный материал выносится за пределы такого участка, обычно в придонном слое.

Для размыва уже отложившегося на дне осадка необходимо преодолеть силу сцепления между частицами осадка. Как известно, все донные осадки в зависимости от силы сцепления между частицами делятся на две группы: связные и несвязные. К первой

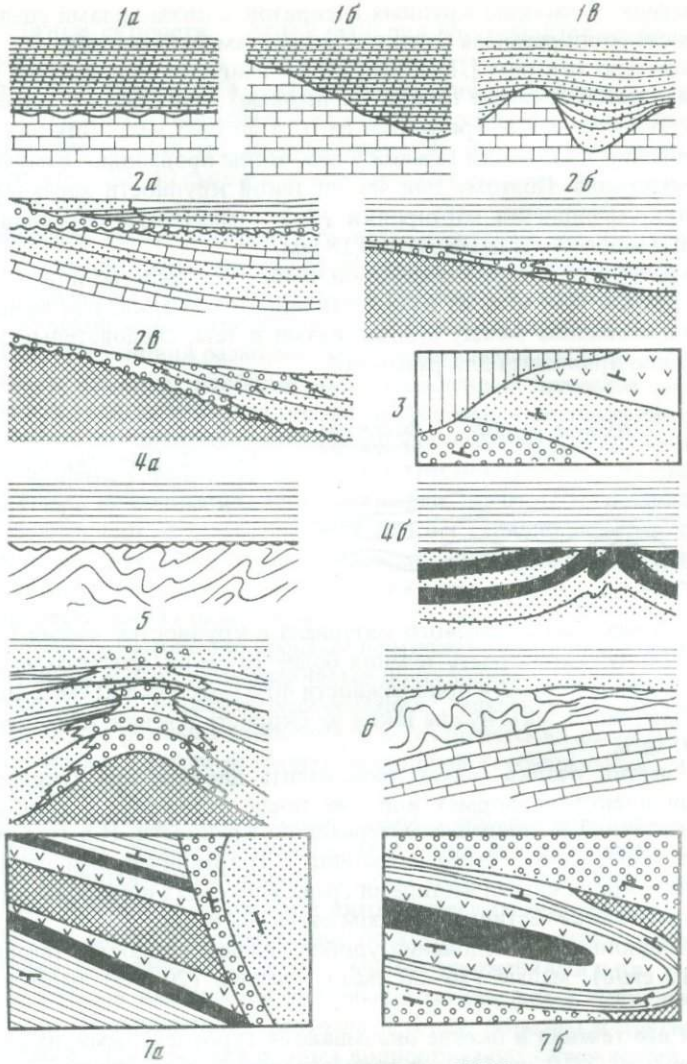


Рис. 119. Основные виды и разновидности несогласий [Хаин, 1972]

1 – стратиграфические (параллельное) несогласия (*а* – параллельное несогласие, *б* – параллельное прилегание, *в* – плащеобразное облегание); *2* – краевые несогласия (*а* – трансгрессивное перекрытие, *б* – трансгрессивное прилегание, *в* – регрессивное прилегание); *3* – географическое (картографическое) несогласие; *4* – угловые несогласия (*а* – региональное, *б* – местное); *5* – конседиментационное (дисперсное) несогласие; *6* – подводнооползневое несогласие; *7* – азимутальные несогласия (*а* – региональное, *б* – местное); *3* и *7* – в плане, остальное – в профиле

группе относятся пелитовые осадки, у которых сила сцепления очень значительна. Чтобы взмутить такой осадок нужно приложить скорости потока в несколько раз больше (в ряде случаев до 10–1000 раз и более), чем для того чтобы эти частицы не откладывались на дне. Были проведены многочисленные опыты по определению конкретных параметров как в лотках, так и в инситных условиях с применением специальных приборов с меняющейся и точно калиброванной скоростью потока (Seaflume). Полученные закономерности, в общем, хорошо описываются одним из последних вариантов известной кривой Хюльстрема (рис. 121), из которой видно, что для размыва илистых осадков, сила сцепления между частицами которых благодаря коллоидным свойствам (осадок представляет собой плотный гель) достаточна велика, необходимы очень значительные скорости.

14. Зак. 2123

Песчаные частицы и частицы крупных алевритов такими силами сцепления не обладают, и для них скорости размыва близки к скоростям неосаждения.

Как было показано автором [Лисицын, 1966], наиболее подвижными частицами донных осадков являются не самые тонкие (пелитовые), как обычно считают, а крупноалевритовые – мелкопесчаные (размером от 0,25 до 0,05 мм). Для них нужны только небольшие изменения в скорости течений у дна, чтобы произошло взмучивание уже отложившегося материала. Поэтому для частиц такой крупности характерны самые высокие значения коэффициента сортировки (S_0) – максимум сортировки установлен нами для частиц с медианным диаметром 0,18 мм.

Мелкие алевриты, алевритово-глинистые и особенно глинистые илы относятся к связным осадкам, причем чем меньше влажность илистого осадка, тем меньше воды в порах, тем больше сцепление между его частицами и тем, следовательно, большую скорость потока нужно приложить для размыва.



Рис. 120. Переход региональных угловых несогласий в местные и местных угловых несогласий в рассеянное несогласие [Хаин, 1973]

Например, для размыва пелитового материала с крупностью частиц 1 мкм при влажности осадка 90% нужна скорость течения более 20 см/с*, для того же осадка с влажностью 70% – около 100 см/с, а при влажности 40% – около 500 см/с. Для размыва ила с частицами размерами 1 мкм нужна такая же скорость течения, как для размыва песка с частицами 450 мкм.

Сортировка частиц осадка может происходить двояко: при транспортировке (во взвешенной или влекомой форме) или уже после отложения в ходе многократного взмучивания отложений и сепарации материала по крупности. И в том, и в другом случае сортировка оказывается тесно связанной с гидравлическими свойствами частиц осадков. Наиболее подвижными частицами среди влекомых и наиболее крупными среди взвешенных оказываются частицы размером около 0,18 мм.

Для седиментационных исследований удобно деление скоростей течений на очень малые (меньше 10 см/с), малые (10–20 см/с), средние (20–100 см/с) и высокие (более 100 см/с).

Практически все течения в океане оказываются турбулентными, их вертикальная составляющая равна от 1/10 до 1/30 от горизонтальной скорости потока. Если принять как среднее значение 1/20, то, зная скорости осаждения частиц в спокойной жидкости, можно определить, при каких скоростях течений вертикальная их составляющая создает условия для неосаждения таких частиц на дно. Ниже приводятся скорости падения частиц (по Стоксу) и в скобках указаны значения горизонтальных скоростей, при значениях больше которых создаются условия, запрещающие отложение: 1 мм (132 см/с); 0,1 мм (16 см/с); 0,01 (0,18 см/с); 0,001 (0,0018 см/с).

Таким образом, пренебрегая влиянием ряда второстепенных факторов, можно в первом приближении сказать, что высокие (более 100 см/с) скорости запрещают отложение частиц гравийной размерности и всех более тонких частиц осадков. Скорости от 20 до 100 см/с (средние) препятствуют отложению частиц песчаной размерности (и более тонких), а скорости от 20 до 10 см/с – частиц размерности крупного алеврита (0,1–0,5 мм). Для запрещения осаждения наиболее распространенных на первом и втором уровнях лавинной седиментации частиц пелитовой размерности необходимы, как

*Инситные определения скорости размыва глубоководных фораминиферово-кокколитовых алевритов – глинистых илов дали значения 10–35 см/с, а осадков шельфа 0,32–0,84 см/с.

видим, ничтожные скорости – от 0,2 см/с для грубопелитовых до 0,002 см/с для тонкопелитовых.

Скорости, необходимые для размыва отложений определенного гранулометрического состава, определены нормами Гидроэнергопроекта и могут быть определены по кривым Хюльстрема. Для гравия они равны 50–80 см/с, крупного песка около 50–80 см/с, мелкого – 20–40 см/с и для алевритовых осадков 20–40 см/с, а для илистых – до 150 см/с.

Таким образом, чтобы воспрепятствовать осаждению частиц (условия неосаждения или нулевой седиментации), для пелитов нужны скорости течений в 50–1000 раз меньшие, чем для размыва уже отложившихся осадков. Понятно поэтому, что условия неотложения (нулевой седиментации) в современном и древнем океанах встречаются в сотни раз чаще, чем условия размыва уже отложившихся осадков.

Иначе говоря, главной, наиболее распространенной причиной образования перерывов в осадочных толщах является обычно не размыв, а неотложение осадков. При этом чем более тонким материалом сложена исходная осадочная толща, тем больше доминанта неотложения над размывом. С особой контрастностью явление неотложения прослеживается на этапе "седиментационной дистрофии" на втором глобальном уровне, когда главная часть осадочного материала при высоком стоянии поверхности океана оказывается сосредоточенной в устьях рек. "Седиментационная дистрофия" сопровождается широким развитием условий неосаждения, т.е. широким развитием стратиграфических (хроностратиграфических) перерывов.

Размыв – крайнее выражение процесса неотложения материала, когда частицы взвеси не оседают на дно и, кроме того, начинается поступление дополнительных порций взвеси в воду из осадка, т.е. "обратная седиментация", удаление со дна уже отложившегося материала. Процессы размыва выявляются в геологических разрезах обычно более четко, чем неотложение. Удается различать надводный (субаэральный) и подводный (субаквальный) размывы.

При наземном размыве поверхность размыва обычно неровная и вымощена более грубым материалом, сконцентрированным из верхних удаленных частей отложений; верхняя более молодая толща обычно залегает трансгрессивно по поверхности эрозионного вреза, как правило, с угловым и литологическим несогласием, близ поверхности часто встречаются следы выветривания с остатками наземных или пресноводных организмов, растений, карманы с континентальными отложениями и др.

Подводный размыв вызывается деятельностью течений и волн, чем и определяются его особенности. На поверхности размыва нередки борозды и другие признаки действия течений, знаки ряби и более крупных волнообразных образований, остатки морской фауны, нередко сгруживание фауны течениями, обогащение грубообломочным и песчаным материалом. Все эти показатели относятся к размыву на первом уровне, т.е. на шельфе и в устьях рек.

Несогласия на континентальном склоне чаще всего не есть результат собственно размыва, а результат механического удаления осадков с того или иного участка гравититами (подводные оползни и обвалы, зерновые потоки, турбидитные потоки). Области питания таких потоков выделяются по сокращению мощности разрезов, а часто и по исчезновению многих слоев и стратиграфических горизонтов, что обычно связывают с размывом, но на самом деле это явление иного рода – области питания гравититов (питающие конусы). Было бы правильнее назвать такие перерывы не размывом, а **разрывом** сплошности осадочных тел.

Для размыва на втором уровне – на океанских равнинах – признаки во многом иные, поскольку наиболее мощный фактор размыва (воздействие волн) здесь отсутствует, действуют только внутренние волны и глубинные течения.

Перерывы характеризуются: длительностью неосаждения (или размыва) материала, горизонтальной и вертикальной протяженностями, объемом удаленного осадочного материала, скоростью его удаления, формой бассейна перерыва и направлением перемещения осадочного вещества из области развития перерыва.

Длительность перерыва обычно определяется биостратиграфическими, сейсмостратиграфическими, радиохронологическими и магнитостратиграфическими методами. В соответствии с существующей сейчас разрешающей способностью методов, для разрезов прошлого обычно выделяются перерывы длительностью в тысячи лет (с применением методов ^{14}C, магнитостратиграфии, высокочастотной сейсмики, а с применением метода ^{210}Pb – даже в десятки и сотни лет).

Возникновение перерыва – периода достаточно длительного неотложения или размыва отложений – ведет обычно к нарушению взаимоотношений между слоями осадочного комплекса. Как уже отмечалось, под осадочным комплексом в сейсмостратиграфии понимается стратиграфическая единица, сложенная согласной последовательностью генетически связанных слоев, и в кровле, и в подошве ограниченная несогласиями или соответствующими им согласными поверхностями. В отличие от литологического и стратиграфического понимания такой комплекс выделяется только по физическим границам, которые прослеживаются на записях, он не зависит от состава осадков, фауны и других показателей, которые обычно кладутся в основу при картировании. Эти комплексы являются единицами самого высокого ранга, они прослеживаются в пределах крупных территорий континента и ограничиваются несогласиями межрегионального масштаба.

Время отложения данного комплекса – сехрон отвечает разности в возрасте нижней и верхней его границ. Мощность осадочных комплексов, прослеживаемых методами сейсмостратиграфии, обычно определяется десятками или сотнями метров, но при более детальных исследованиях может снижаться до метров и даже миллиметров. Возрасты границ обычно определяются по наблюдениям в скважинах бурения на суше и в океане, а также по естественным обнажениям на суше или на дне (особенно в каньонах склонов).

При определении временного интервала перерыва в сейсмостратиграфии обычно практикуется его латеральное прослеживание до тех мест, где перерыв заканчивается и поверхность несогласия преобразуется в одну из границ согласно залегающей толщи (рис. 122). Перерывы в осадконакоплении отчетливее всего проявляются по угловым несогласиям, но значительно шире распространены хронологические несогласия – перерывы во времени при отложении слоев. Разрешающая способность методов биостратиграфии для кайнозоя до 100 тыс. лет, для плейстоцена до 10 тыс. лет.

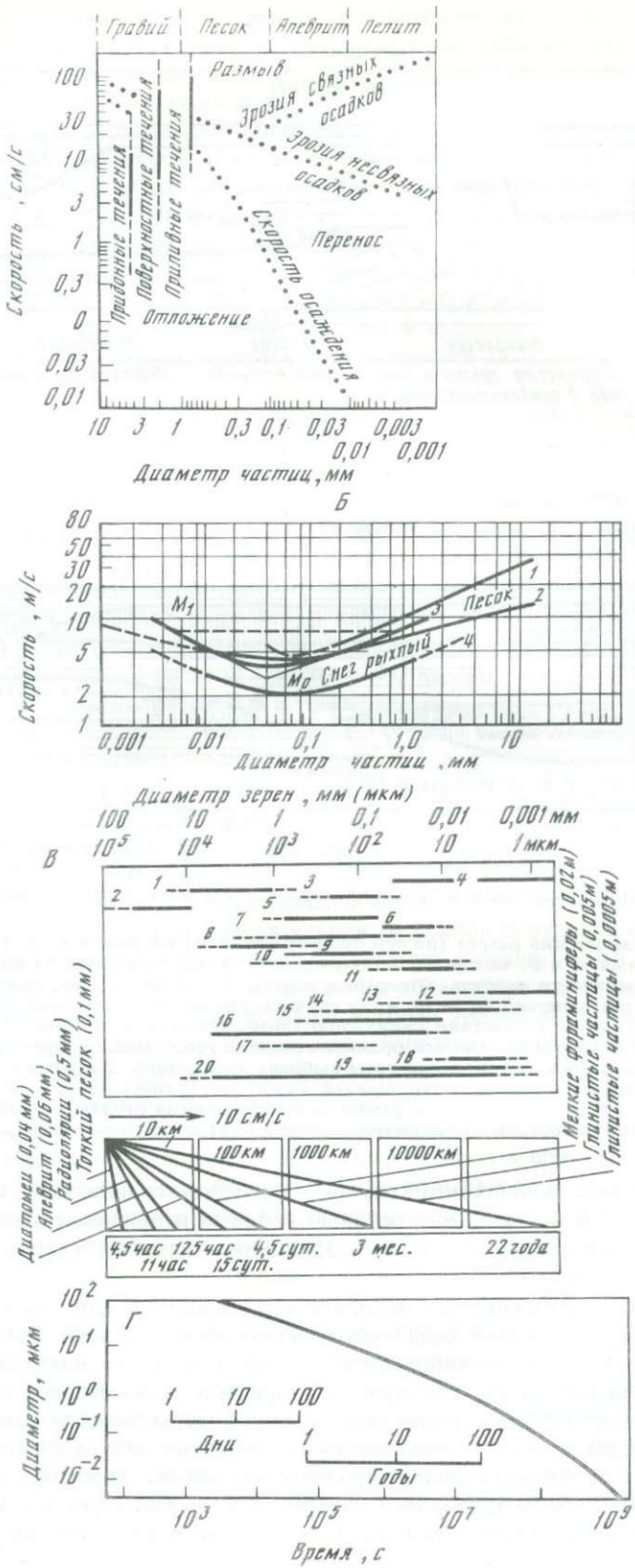
При прослеживании поверхности несогласного залегания методом сейсмостратиграфии появляется возможность разделять участки неотложения от участков эрозии в осадках геологического прошлого.

Важное значение имеют особенности залегания слоев по отношению к границам осадочного комплекса: к верхней (кровельное прилегание и эрозионный срез) и к нижней (подошвенное несогласие с налеганием или прилеганием).

Процессы удаления отложившегося на дне осадочного материала морскими волнами, течениями, гравитационными потоками объединяются под названием подводной денудации. Удаление осадочного материала только воздействием волн определяется термином "абразия", деятельность подводных течений всех видов – термином "подводная эрозия". Нет пока специальных терминов для понятия удаления осадочного вещества все-

Рис. 121. Скорость размыва и неотложения частиц связных и несвязных осадков [Лисицын, 1978]

А – отложение, размыв и перенос частиц разной крупности в водной среде [Heezen, Hollister, 1971]. *Б* – зависимость первой критической скорости ветра от диаметра частиц (снег и осадочный материал). *1* – данные Сундборга; *2* – данные Багнолда; *3* – по теоретической кривой Звонкова для песка; *4* – то же, для снега. *В* – горизонтальный относ частиц разной крупности под действием течения скоростью 10 см/с; при осаждении на 100 м (внизу): *1* – зубы акул; *2* – ушные косточки китов; *3* – обломки костей рыб; *4* – глубоководные илы; *5* – радиолярии; *6* – силикофлагелляты; *7* – фораминиферы; *8* – птероподы; *9* – спикулы губок; *10* – диатомеи; *11* – кокколиты; *12* – глубоководные глины; *13* – диатомовые илы; *14* – фораминиферовые илы; *15* – терригенный материал; *16* – вулканогенные осадки; *17* – береговые пески; *18* – аэрозоль (тропосферный); *19* – аэрозоль (локальный и тропосферный); *20* – айсберговые осадки. *Г* – зависимость скорости осаждения частиц аэрозоля от их диаметра (в мкм)


Гравий
Песок
Алеврит
Пелит
Размыв
Эрозия связных осадков
Эрозия несвязных осадков
Скорость осаждения
Перенос
Отложение
Придонные течения
Поверхностные течения
Приливные течения
Скорость, см/с
Диаметр частиц, мм
Б
Скорость, м/с
Песок
Снег рыхлый
Диаметр частиц, мм
Диаметр зерен, мм (мкм)
В
Диатомеи (0,04 мм)
Алеврит (0,05 мм)
Радиолярии (0,5 мм)
Тонкий песок (0,1 мм)
Мелкие фораминиферы (0,02 м)
Глинистые частицы (0,005 м)
Глинистые частицы (0,0005 м)
10 км
10 см/с
100 км
1000 км
10000 км
4,5 час
11 час
12,5 час
15 сут.
4,5 сут.
3 мес.
22 года
Г
Диаметр, мкм
Дни
Годы
Время, с

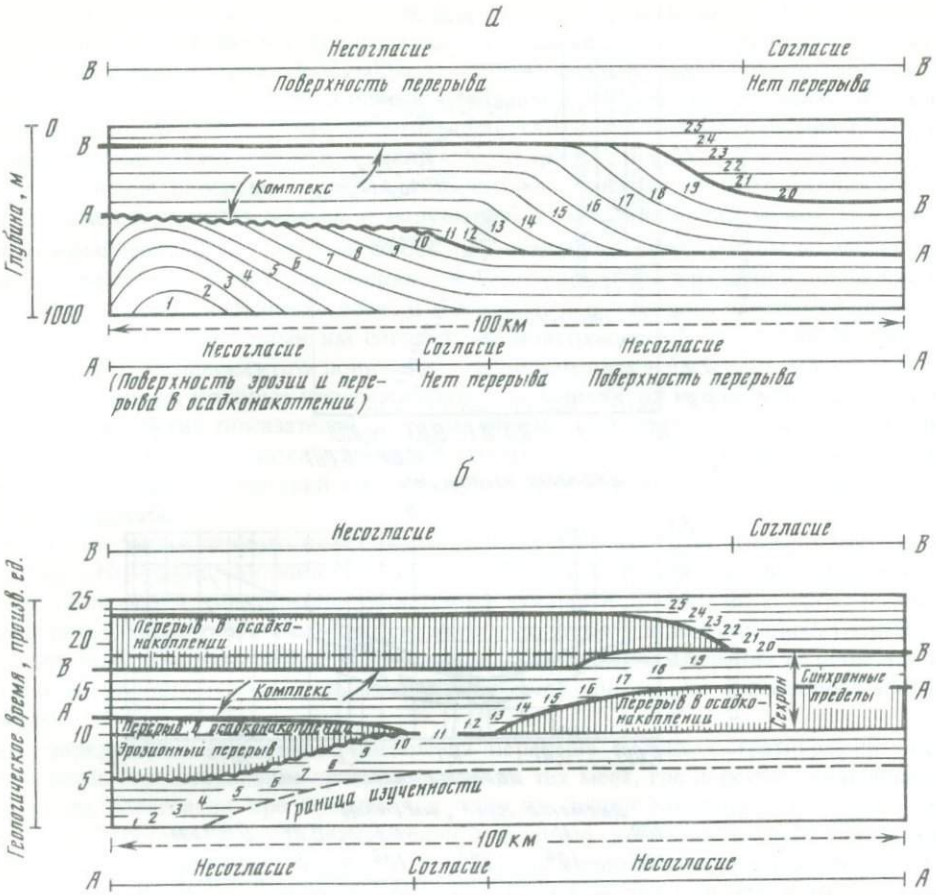


Рис. 122. Принципы выделения и прослеживания несогласий методами сейсмостратиграфии [Вейл и др., 1982а]

а – стратиграфический разрез (по оси ординат отложена мощность в м). Его границы определены поверхностями *A* и *B*, которые по латерали постепенно переходят из несогласных в согласно залегающие поверхности раздела. Отдельные пласты (от *1* до *25*) прослежены по поверхностям напластования: они залегают согласно в тех случаях, где наблюдается закономерная последовательная их смена. В случае отсутствия каких-либо слоев, имеются перерывы; *б* – хроностратиграфический разрез той же толщи (по оси ординат отложено геологическое время). Продолжительность формирования каждого слоя для простоты выбрана одинаковой. Длительность времени, необходимого для накопления осадков, находящихся между поверхностями *A* и *B*, меняется от одного участка к другому, но не выходит за рамки квазисинхронных пределов, которые устанавливаются для тех участков, где поверхности залегают согласно (с 11 до 19-го пласта)

ми видами гравитационных потоков, мною предлагается назвать этот вид "гравитационная денудация". Денудацию внутренними волнами и приливо-отливными течениями в пелагиали, изученную очень слабо, предлагается назвать "глубинная абразия" (или пелагическая абразия).

Под действием всех перечисленных агентов подводной денудации происходит удаление значительных объемов осадочного материала из области, которую предлагается назвать денудационным бассейном (или бассейн отрицательной седиментации).

Рассматривая денудацию как процесс, обратный седиментации, или как процесс отрицательной седиментации, можно определить контуры бассейна денудации, его конфигурацию, площадь и область максимального развития денудации дна – деноцентр (по аналогии с депоцентром осадочно-породных бассейнов). Важными показателями являются мощность и объем удаленного материала, а также скорость удаления материала – скорость денудации, которую количественно мною предложено выражать в обратных

единицах Бубнова (соответствует скорости седиментации, но с обратным знаком), и абсолютные массы денудации (соответствуют абсолютным массам накопления осадка в целом или его компонентов, но с отрицательным знаком). Время денудации определенного осадочного слоя предлагается назвать дехроном.

Выявление геометрии бассейна денудации имеет большое значение, так же как и других количественных параметров денудации, которые предлагаются здесь впервые. Они дают возможность вести прямые сопоставления между "добавками" осадочного вещества в местах с лавинной седиментацией с его удалением из областей денудации, т.е. изучать процессы формирования осадочно-породных бассейнов в связи с формированием бассейнов денудации. При лавинной седиментации бассейны денудации располагаются на уровнях ЛС-1, а осадочно-породные бассейны на уровнях ЛС-2; они тесно связаны как временем образования (синхронны), так и составом отложений (минеральный, химический и др.). Сехроны осадочных комплексов ЛС-2 соответствуют дехронам уровня ЛС-1.

Как правило, далеко не весь осадочный материал, накопившийся за время каждого седиментационного цикла (от подъема уровня океана до его понижения) на уровне ЛС-1, переносится без остатка на уровень ЛС-2. Часть его остается в устьевых областях, поскольку уходит на глубины в связи с изостатическим прогибанием. Об этом свидетельствуют значительные мощности древних дельтовых отложений по сейсмическим данным и бурению в современных дельтах. Сопоставление бассейнов денудации первого уровня и осадочно-породных бассейнов второго позволяет определить полноту переброски осадочного вещества и входящих в него компонентов (в том числе и органического вещества) с первого уровня на второй, т.е. количественно оценивать масштабы развития гравититов. Таким образом, появляется суммарная характеристика работы всех видов гравититов в пространстве и времени, а для единицы времени – например, за 1000 лет – может быть установлена величина мощности гравитационных перемещений осадочного вещества в данном регионе.

К сожалению, до настоящего времени попыток литологического изучения областей перерывов не было, поскольку считалось, что они не оставляют следов в веществе осадков. Учение о лавинной седиментации показывает, что такие вещественные следы существуют, но искать их нужно не в областях денудации, а в областях лавинной седиментации. Они могут быть поэтому детально исследованы, количественно охарактеризованы в пространстве и времени при сопоставлении бассейнов денудации и бассейнов седиментации (осадочно-породных бассейнов у основания склонов). Эти два бассейна в процессе седиментации представляют собой как бы области эрозии и коррелятное тело, они тесно связаны в своем развитии, и запись истории эрозии хранится в отложениях коррелятного тела. Безусловно, далее литология бассейнов денудации будет по отложениям областей лавинной седиментации реконструироваться и изучаться с той же детальностью, что и сохранившихся частей разрезов и целых осадочно-породных бассейнов. Как мною неоднократно отмечалось, возможность возникновения перерывов зависит от динамического соотношения факторов поставки и факторов перемещения осадочного материала на втором глобальном уровне. Многими исследователями при анализе кернов бурения подчеркивалось, что перерывы возникают тем чаще, чем ниже скорость седиментации, которая представляет собой количественное выражение динамических соотношений поступления и уноса осадочного вещества с данного участка дна океана.

Главные факторы, определяющие поступление осадочного вещества, связаны с зональностью (климатической, вертикальной и циркумконтинентальной, а также тектонической). Обычно поступление главнейших видов осадочного материала – терригенного (речного, эолового и ледового), а также биогенного (карбонатного, кремнистого, органического вещества) определяется сходными зональными закономерностями.

Количества осадочного вещества (растворенного и взвешенного), поставляемые в океан, максимальны в гумидных зонах и минимальны в аридных. Меняется и форма транспортировки терригенного вещества – в аридных зонах главный перенос по воз-

духу, т.е. осадочный материал не задерживается на барьере река–море. Также минимальны количества биогенного материала, поступающего на дно в аридных зонах.

О незначительном поступлении биогенного и терригенного материала здесь свидетельствуют, прежде всего, количественные показатели – данные по скоростям седиментации. Именно в аридных зонах – современных и древних – отмечаются минимальные из известных, близкие к нулю (часто меньше 1 мм/1000 лет) скорости. Понятно, что даже при сравнительно небольших динамических воздействиях в этих зонах создаются многочисленные перерывы.

Таким образом, определяется первая общая закономерность для возникновения перерывов на втором глобальном уровне; большая их часть зональна, сосредоточена в современных и древних зонах минимальных скоростей седиментации, т.е. аридного климата, в областях седиментационной дистрофии.

БАТИМЕТРИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ (ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ) ПЕРЕРЫВОВ. ГЛОБАЛЬНЫЕ УРОВНИ ПЕРЕРЫВОВ

Еще одна важная особенность перерывов связана с их батиметрическим положением, приуроченностью только к определенным глубинам (зонам) дна океана. Тщательный анализ распределения частоты перерывов на батиграфической кривой приводит к выводу о существовании двух глобальных уровней максимального развития перерывов: верхнем и нижнем. Верхний близок к поверхности океана и связан с изменением уровня океана в геологическом прошлом. Нижний отвечает наиболее углубленным участкам дна океана и обусловлен распространением тяжелых придонных полярных вод (арктических и особенно антарктических) и связанных с их перемещениями контурных течений. Перерывы верхнего уровня выявляются в толще океанских осадков на всем протяжении геологической истории океанов в их современных контурах, т.е. 150–200 млн лет, а на континентах, по данным изучения офиолитов – остатков древних океанов, и значительно продолжительнее. Они прослеживаются во всех без исключения разрезах и отвечают этапам не только локального и регионального, но и глобального сброса осадочного вещества с уровня ЛС-1 на уровень ЛС-2. Выдерживается также и батиметрический уровень этих перерывов – они как по линейке срезают рыхлые отложения, оказавшиеся на уровне волнового поля.

Иное дело перерывы нижнего уровня. Их распространение в пространстве, например, на современном этапе неравномерно. Они возникают или там, где контурные течения усиливаются, проходя через теснины (проходы в подводных поднятиях), или при подходе к западным окраинам материков, или ослабевают, выходя на равнины дна. Таким образом, картины площадного распределения перерывов верхнего и нижнего батиметрических уровней, казалось бы, не имеют ничего общего, поскольку причины, их порождающие, также различны.

Такое заключение, которое нередко делается при сопоставлении перерывов на региональном или локальном уровнях, однако, как увидим, совершенно неверно. Перерывы верхнего и нижнего уровней тесно связаны друг с другом в пространстве и времени, причем эта связь противофазная. Этапам максимального развития перерывов верхнего уровня соответствуют этапы минимального развития их на нижнем. Как уже известно из сказанного выше, причина этого – в переброске осадочного материала с верхнего уровня лавинной седиментации (ЛС-1) на нижний (ЛС-2). Фактором, регулирующим такие переброски в глобальных масштабах, является уровень океана. Все его изменения записаны – причем одновременно для всего Мирового океана – в толще отложений первого и второго глобального уровней. Именно это обстоятельство позволяет рассматривать и сопоставлять перерывы и этапы лавинной седиментации на этих уровнях одновременно.

Между верхним уровнем перерывов, соответствующим уровню лавинной седиментации ЛС-1, и нижним, соответствующим уровню ЛС-2, находится область склона, где перерывы также очень широко распространены, но они имеют в основном локальный,

реже региональный характер. Это перерывы, вызванные оползнями и обвалами, зерновыми, турбидитными потоками, участками срыва или смыва осадочного материала со склонов.

Ниже рассматриваются области развития перерывов глобальных, которые наиболее отчетливо выявляются в геологических разрезах.

ПЕРЕРЫВЫ ПЕРВОГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ. НОМЕНКЛАТУРА, ГЛОБАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

На первом уровне лавинной седиментации мощные отложения, возникающие в устьях рек, при понижении уровня океана оказываются в условиях размыва. Глобальные понижения уровня океана, которые устанавливаются сейчас методами сейсмостратиграфии, приводят в отложениях ЛС-1 к появлению поверхностей крупных глобальных (межрегиональных) несогласий – перерывов. Колебания уровня океана могут быть разных масштабов, и, естественно, реакция осадочного вещества на уровнях ЛС-1 и ЛС-2 на эти колебания будет разной.

Глобальным низким уровнем называют тот интервал времени, когда уровень океана находился ниже края шельфа, т.е. весь шельф представлял собой область размыва, развития несогласий и перерывов.

Глобальным высоким уровнем океана считают такой, при котором уровень находился выше края шельфа, т.е. современный этап отвечает, по терминологии сейсмостратиграфии, глобально высокому уровню океана.

Сравнительно низкий уровень, – когда уровень океана находится между высоким и низким уровнями.

Для глобальных низких и сравнительно низких уровней океана типично развитие перерывов на шельфе и особенно в устьях рек, сброс осадочного материала с уровня ЛС-1 на уровень ЛС-2, развитие всех видов гравититов, усиление поставки осадочного материала и за пределы действия гравититов, в пелагиаль.

Запись снижений уровня океана, таким образом, есть запись глобальных перерывов на уровне ЛС-1 (и лавинной седиментации на уровне ЛС-2).

Самые крупные изменения уровней описываются циклами первого порядка для фа-

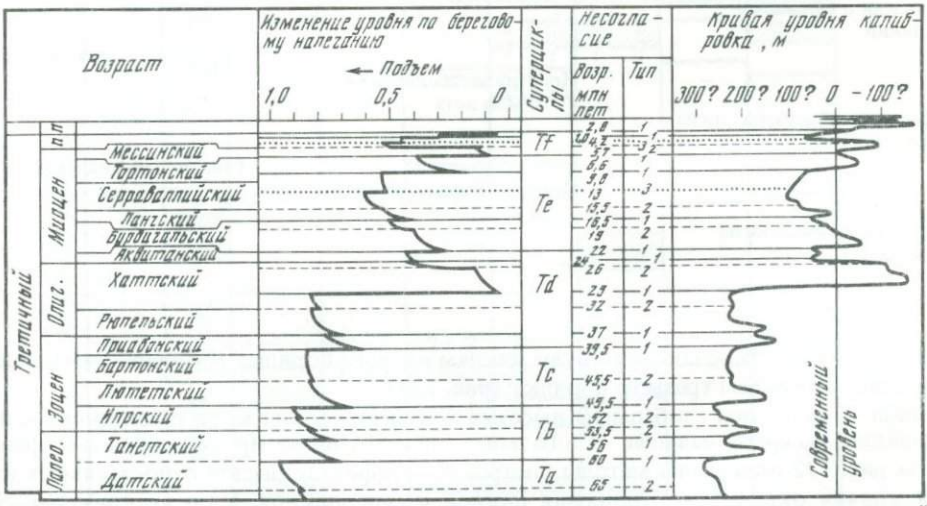


Рис. 123. Глобальные циклы изменений уровня моря и несогласия первого уровня лавинной седиментации для последних 65 млн лет [Vail, Hardenbol, 1979; Vail, Todd, 1981]

Типы несогласий: *1* – связанные с быстрым падением уровня океана; *2* – связанные с быстрым подъемом уровня и затем с выдерживанием постоянства уровня или медленным его снижением; *3* – превышением скорости снижения уровня над скоростью погружения шельфа

Таблица 6

Глобальные высокие и низкие уровни моря и связанные с ними крупные межрегиональные несогласия в течение фанерозоя [Вайл и др., 1982а]

Высокие уровни моря	Основные глобальные понижения уровня моря	Низкие уровни моря
		Позднеплиоценовый – раннеплейстоценовый
Ранне-среднеплиоценовый	Предпозднеплиоценовое и предплейстоценовое (3,8 и 2,8 млн лет назад)	
		Позднемиоценовый
Среднемиоценовый	Предпозднемиоценовое и предмессинское (10,8 и 6,6 млн лет)	
		Средне-позднеолигоценовый
Поздне-среднеэоценовый и раннеолигоценовый	Предсредне-позднеолигоценовое (30 млн лет)	
		Ранне-среднеэоценовый
Позднепалеоценовый – раннеэоценовый	Предсреднеэоценовое (49 млн лет)	
		Среднепалеоценовый
Кампанский и туронский	Предпозднепалеоценовое (60 млн лет)	
		Среднесеноманский
Альб – самые низы сеномана	Предсреднесеноманское (98 млн лет)	
		Валанжинский
Раннекимериджский	Предваланжинское (132 млн лет)	
		Синемюрский
Норийский и среднегваделупский	Предсинемюрское (190 млн лет)	
		Среднелеонардский
Вулфкемпский и самые низы леонардского	Предсреднелеонардское (270 млн лет)	
		Раннепенсильванский
Оседжский и самые низы мерамекского	Предпенсильванское (324 млн лет)	

нерозоя. Более мелкие соответствуют циклам второго порядка (суперциклам), еще более дробные – циклам третьего порядка (рис. 123).

В табл. 6 показаны глобальные высокие и низкие уровни моря и связанные с ними крупнейшие межрегиональные (глобальные) несогласия на протяжении всего фанерозоя. На рис. 122 приведены методы построения графиков циклов относительных изменений уровня океана и соотношения циклов и суперциклов, а также пример распространения перерывов в толще ЛС-1 с показом в двух видах: на обычном геологическом разрезе (в шкале глубин или мощностей) и в хроностратиграфических показателях (шкала времени). Видно, что перерывы занимают на уровне ЛС-1 почти столько же

Рис. 124. Главнейшие глобальные перерывы (время перерывов заштриховано) на первом уровне лавинной седиментации [Loutit, Kennett, 1981]

а — **глобальные циклы перерывов, их разделяют суперциклы изменений уровня океана (от K_C до Q); *б* — уровни для материковых окраин Австралии; *в* — уровня для бассейна Гиппсленд (Австралия)**

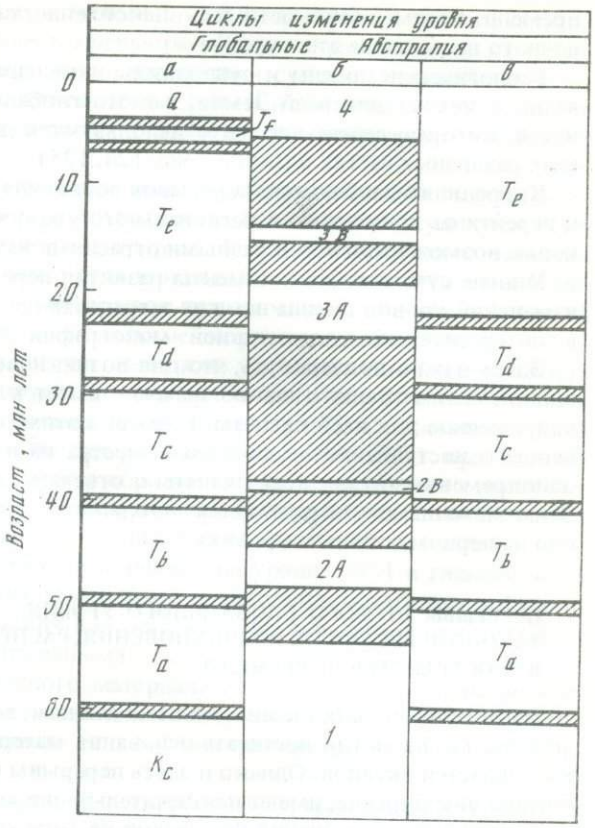
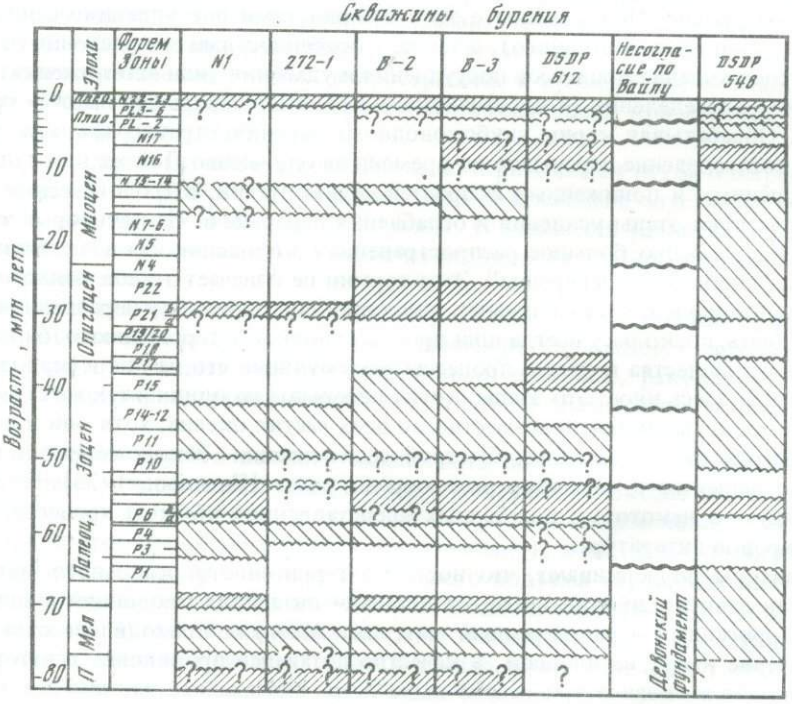


Рис. 125. Глобальные перерывы на первом уровне лавинной седиментации по данным бурения на континентальных окраинах Атлантического океана в сопоставлении со схемой глобальных перерывов Вейла для последних 80 млн лет [Kerr, 1984]



времени, сколько занимает осадконакопление, т.е. перерывы – это важнейший этап осадочного процесса на этом уровне.

Геологические циклы и суперциклы изменения уровня океана разделяются перерывами, едиными для всей Земли, т.е. это глобальные хроностратиграфические поверхности, которые сейчас все шире используются для целей корреляции и прогноза в самых различных частях планеты (рис. 124, 125).

Корреляция глобальных перерывов позволила впервые построить глобальные шкалы и перейти от локального и регионального уровня изучения на глобальный, это открыло новые возможности перед разными отраслями наук о Земле.

Многие существенные моменты развития перерывов в связи с глобальными циклами изменений уровня океана нами не затрагиваются, поскольку они подробно рассмотрены в интереснейшей коллективной монографии "Сейсмическая стратиграфия" [1982].

Здесь важно подчеркнуть, что для возникновения перерывов на верхнем уровне лавинной седиментации главное значение имеет изменение уровня океана – явление одновременное для всей планеты. В связи с этим определяются во времени и этапы главнейшего поступления осадочного вещества на второй уровень: они тоже должны быть одновременными для всей планеты и отвечать глобальным перерывам на уровне ЛС-1. Этим механизмом определяется синхронный противофазный ход лавинной седиментации на первом и втором уровнях.

ПЕРЕРЫВЫ ВТОРОГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Изменения уровня океана, по всем данным, достигали в фанерозое нескольких сотен метров, т.е. не могли достигать основания материкового склона и тем более пелагических областей океанов. Однако и здесь перерывы в осадконакоплении, как показало глубоководное бурение, имеют исключительно широкое распространение.

Причины возникновения перерывов на этом уровне седиментации существенно иные, чем на первом уровне. Они связаны с закономерностями поступления осадочного вещества (терригенного и биогенного), а также с особенностями его удаления со дна. Динамическое соотношение процессов поступления и удаления (или неотложения) вещества определяет распределение (в пространстве и времени) перерывов на этом уровне седиментации. Обрабатывая керны глубоководного бурения, стратиграфы уже давно заметили, что распределение перерывов во времени не одинаково. Так же как существуют этапы повышенных и пониженных скоростей седиментации, в геологической истории океанов существуют этапы усиления и ослабления перерывов. На некоторых этапах перерывы имеют особенно большое распространение по площади, что позволило предложить термин "глобальные перерывы". Этот термин не означает этапов полного прекращения седиментации в Мировом океане; таких этапов по принципу неразрывности просто не может быть, поскольку всегда шли процессы поставки терригенного, биогенного и вулканогенного вещества в океан, процессы аккумуляции его на дне в осадочных толщах. Понимание здесь иное: это этапы, когда перерывы на одних и тех же стратиграфических уровнях встречаются повсеместно во всех частях океана, хотя они и перемежаются в пространстве с участками быстрой седиментации. Закономерности поставки терригенного вещества в пелагиаль рассмотрены ранее [Лисицын, 1978]. Необходимо лишь упомянуть о некоторых ошибочных представлениях об этом процессе, которые бытуют в мировой литературе.

Многие авторы подчеркивают, что поставка терригенного осадочного материала с суши в океан зависит, прежде всего, от площади питающих провинций суши, откуда поступает терригенный и растворенный материал. Мне уже приходилось отмечать, что главное значение имеет не площадь, а качество питающей провинции: экваториальные зоны поставляют в океан в три раза больше осадочного вещества, чем все остальные зоны Земли вместе взятые, а занимают сейчас всего 1/4 часть поверхности суши! Даже

по сравнению с умеренными гумидными зонами 1 км^2 водосброса в экваториальной зоне дает в 10–100 раз больше осадочного вещества. Таким образом, поставка терригенного вещества определяется, прежде всего, площадями суши, находящимися в экваториальном поясе; эти площади в соответствии с данными тектоники плит меняются во времени в значительных пределах (при прохождении континентальных частей плит через экваториальную зону).

В общем случае, чем большие площади для данной эпохи находятся в экваториальном поясе, тем выше темпы поставки терригенного материала в океан с суши, тем реже возникают перерывы на втором уровне (и наоборот). Условия наибольшего развития перерывов на втором уровне возникали, когда в экваториальной зоне находились минимальные площади суши, главная часть перерывов при этом (как обычно) возникала в аридных зонах, т.е. в местах, где были минимальные скорости седиментации.

Говоря о поставке терригенного вещества, нельзя не учитывать еще и деятельность другого важнейшего фактора, регулирующего распределение этого материала между ЛС-1 и ЛС-2, – уровня океана. При подъемах уровня океана, как мы показали, главная часть вещества речного стока (более 90%) задерживается на уровне ЛС-1, при понижении – сбрасывается на уровень ЛС-2. Таким образом, этапы минимального поступления осадочного вещества на уровень ЛС-2 будут при сочетании минимальных площадей суши в экваториальном поясе и при подъеме уровня вод океана в аридных зонах.

На таких этапах оказываются захваченными осадки на уровне ЛС-1 и главная часть биогенных элементов, контролирующих темпы биоседиментации, ослабевает и биогенное осадконакопление, возникают условия для широкого распространения перерывов. Такие этапы могут быть достаточно длительными.

Распределение биогенного карбонатного материала в океане по глубинам определяется критической глубиной карбонатонакопления, ниже которой карбонаты не могут проникать – глубже могут накапливаться только бескарбонатные отложения [Лисицын, 1978].

Накопление этого вида осадочного материала (карбонатов), таким образом, контролируется рельефом дна, но зависит также и от ряда других факторов: темпов поставки карбонатного вещества, его минерального состава, температуры и химического состава и других особенностей вод [Лисицын, 1978]. Установлены основные закономерности распределения критических глубин в пространстве и времени для мезозоя и кайнозоя [Лисицын, 1980]. Вертикальные перемещения поверхности критической глубины во времени достигали 1000–1500 м.

Длительное время (начиная с раннего мела) критическая глубина карбонатонакопления находилась в пределах 3,2–4,0 км и только в миоцене опустилась до 4,5–5 км. В мезозое и раннем кайнозое, таким образом, условия для развития перерывов – за счет исключения карбонатного материала из осадков на глубинах более 4 км – были более благоприятными.

Приведенные данные касаются критических глубин для кальцита – наиболее распространенного минерала раковинок фораминифер. Что касается арагонита и высокомагнезиального кальцита, то для коралловых построек, раковинок и панцирей, сложенных этими минералами, критическая глубина значительно меньше [Лисицын, 1978].

Для накопления другого важного компонента биогенной седиментации – аморфного кремнезема – необходимо поступление к поверхности океана значительных количеств питательных солей, создание условий природной гидропоники. Такие условия возникают в современных апвеллингах (регионально), а на самых значительных площадях (глобально) – в трех поясах глобального подъема глубинных вод (двух, совпадающих с умеренным гумидным и зонами, и одной, совпадающей с экваториальной зоной) [Лисицын, 1966]. Возникновение этих зон связано с термическими контрастами, которые ослабевали при отсутствии в прошлом естественных глобальных холодильников – Арктики и Антарктики. Концентрированные пояса кремненакопления, таким образом, – одно из проявлений ледникового времени, когда диатомовая флора

сконцентрировалась в глобальных поясах. В мезозое и раннем кайнозое такие пояса отсутствовали, и кремненакопление было диффузным (региональным и локальным), не сосредотачивалось в глобальные пояса.

На скорость биогенной седиментации также большое влияние оказывает уровень океана. При низком стоянии уровня в пелагические части океана и на склон сбрасываются огромные массы осадочного вещества с уровня ЛС-1, в том числе большие количества органического вещества, а также биогенных элементов, запасы которых в пелагиали определяют масштабы биогенной седиментации. Устья рек – это настоящие склады биогенного материала, в том числе и биогенных элементов, лимитирующих биоседиментацию. Такой "склад" то наполняется (при высоком стоянии океана), то разгружается с отправкой накопленных запасов в пелагиаль (при низком уровне стояния океана).

Существенное значение имеет и перераспределение биогенного вещества (в частности, карбонатного и вещества апвеллингов) при снижении уровня океана. Большая часть массивных карбонатных построек, в основном рифовых и атоллов, а также рыхлых – скоплений ракушечников – при понижении уровня океана сбрасывается на склон.

Таким образом, низкие уровни океана определяют поступление значительных количеств осадочного вещества в пелагиаль и на ЛС-2 как терригенного, так и биогенного, а рост темпов седиментации означает на уровне ЛС-2 снижение количества перерывов. Есть основания поэтому ожидать симбатного хода кривых скоростей терригенной и биогенной седиментации во времени.

Итак, краткий обзор факторов, влияющих на поступление биогенного материала, приводит к выводу, что минимальные его поступления были:

1) во время нахождения в экваториальной полосе минимальных площадей суши, которая поставляет биогены;

2) при высоком уровне океана, когда биогены захватывались в устьях рек;

3) при высоком положении критической глубины;

4) при диффузном кремненакоплении. Этапы биогенной дистрофии имели место в мезозое и раннем кайнозое. Именно для этих этапов следует искать в кернах бурения признаки максимального развития перерывов, причем для этапов высокого стояния уровня океана.

Среди факторов удаления (или перемещения) осадочного материала на первом месте стоят глубинные (придонные) течения, внутренние волны, химическое растворение карбонатного материала осадков ниже уровня критической глубины карбонатонакопления [Лисицын, 1978].

Придонные (контурные) течения, связанные с перемещением холодных антарктических и арктических вод, а местами также соленых плотных вод из аридных областей, движутся по понижениям дна с невысокой скоростью. Однако в теснинах подводных хребтов (проход Рио-Гранде и др.) они резко увеличивают скорости и движутся потоками, как воды, прорвавшиеся через плотину. Скорости движения таких потоков настолько значительны, что они размывают не только рыхлые современные, но и уплотненные древние отложения на больших глубинах. Общей закономерностью для потоков этого типа является то, что под влиянием силы Кориолиса они прижимаются к западным побережьям континентов, двигаясь вдоль основания континентального склона. Особенно благоприятные условия для такого почти беспрепятственного движения рельефа дна созданы в Атлантическом океане. Здесь контурные течения прослежены от южной окраины Южной Америки до центральных частей Северной Америки. Другая параллельная ветвь контурных течений движется вдоль восточных склонов Срединно-Атлантического хребта (эта ветвь пока изучена слабее).

Некоторые данные по деятельности контурных течений приведены выше, в гл. III.

Рассматривая связи распространения перерывов в седиментации с системами течений, с положением в тех или иных климатических поясах основных питающих провинций, мы не должны забывать того, что с точки зрения мобилизма все эти факторы и множество других постоянно меняются во времени в связи с движением литосферных

плит. Меняется и рельеф, и взаимное расположение континентов, то открываются, то закрываются проходы между ними (Панамский перешеек, пролив Дрейка, Гибралтарский пролив, Босфор и др.). Океаны оказываются то соединенными, то разъединенными на значительном протяжении, возникают препятствия на пути течений. Наибольшее значение имело перекрытие сильнейшего глобального экваториального течения в ходе развития океана Тетис и перекрытие Панамского перешейка, разделение глобальной системы экваториальных течений на отдельные звенья для каждого из океанов, возникновение глобальной циркумокеанской системы Западных ветров, которая была одним из главных факторов, определивших развитие последнего оледенения, связанных с ним контурных глубинных течений и понижения уровня океана при оледенении [Лисицын, 1980].

Таким образом, как и сейчас, распространение скоростей седиментации и областей неотложения и отрицательной седиментации (перерывов) в геологическом прошлом определялось сочетанием множества факторов прямых и косвенных, глобальных, региональных, локальных и потому требует тщательного анализа на конкретном материале.

Рассмотрим коротко данные по распределению перерывов в толще океанских отложений для последних 150 млн лет на основе глубоководного бурения и геофизических материалов. Наиболее отчетливы данные по Атлантическому и Индийскому океанам, где резко преобладают пассивные окраины. Сложнее положение в Тихом океане, где господствуют активные окраины и сопряженные с ними желоба-ловушки осадочного вещества. Распределение перерывов в осадочном чехле Мирового океана, по данным бурения, рассматривалось многими авторами.

Изучение встречаемости перерывов в зависимости от их длительности приводит к заключению, что перерывы продолжительностью менее 10 млн лет наиболее распространены. Если отнести к крупным наиболее продолжительные перерывы, охватывающие отложения одного геологического отдела и даже более длительные, как это сделано М.А. Левитаном [1980], то максимум их встречаемости (выраженное в процентном отношении числа скважин, вскрывших данный перерыв, к общему числу изученных скважин) относится к палеогену. Крупных перерывов в это время 43–47%. Переходными являются миоцен (22,6%) и верхний мел (21,4%), а в четвертичных отложениях на долю таких перерывов приходится всего 13,1%.

Для средних и мелких перерывов закономерность в общем та же, но более четко выделяются два максимума в палеогене (рис. 126): один соответствует палеоцену (65%), второй – олигоцену (64%). Они разделены эоценовым минимумом (54%). Из рисунка видно, что на всех этапах для отрезка в 100 млн лет в Атлантическом океане преобладали перерывы средней и малой продолжительности – их обычно было не менее 40% и только в четвертичное время – менее 20%.

В свете всего сказанного выше необходимо сопоставить распределение скоростей седиментации с распределением следов размыва – перерывов. Несмотря на то, что единицы для сопоставления используются разные (скорость седиментации и частота встречаемости перерывов), на рис. 126 видно, что ожидаемый противофазный ход этих кривых очень четко выражен для Атлантического океана. Особенно ясно видно, как с ростом скорости седиментации в плиоцене–плейстоцене резко падает частота встречаемости перерывов.

Обращаясь к причине появления столь значительного количества перерывов в палеогене, мы должны иметь в виду, что именно в это время отмечалось самое высокое стояние уровня (см. рис. 98, 99): на всем протяжении времени в 30 млн лет после этого таких высоких отметок уровень Мирового океана не достигал. Эти длительные глобальные изменения уровня сопровождались более кратковременными, которые не во всех случаях получили выражение на этих графиках.

Исключительно интересной эпохой для изучения распространения и генезиса перерывов разного рода является миоцен. В это время происходили изменения уровня океана от +150 до –150 м, т.е. с амплитудой 300 м, существенно менялись климатические условия в связи со становлением оледенения, усиливалась система придонной

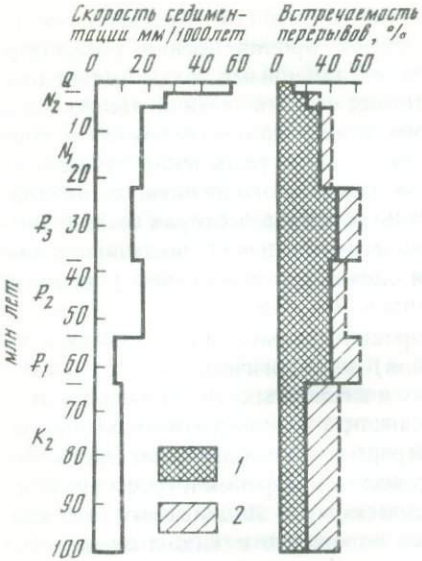


Рис. 126. Сопоставление частоты встречаемости перерывов в кернах бурения в Атлантическом океане со скоростями седиментации [Левитан, 1980] (данные для 131 скважины глубоководного бурения)

Встречаемость перерывов: *1* – крупные; *2* – средние и мелкие

Рис. 127. Глобальные перерывы миоцена в сопоставлении с изменениями температуры придонных вод и изменениями уровня океана в ходе развития оледенения [Keller, Barron, 1983]

А – геохронологическая шкала и зоны по планктонным фораминиферам. Перерывы даны по шкале Вейла. *Б* – шкала глобальных перерывов неогена (NH). *В* – $\sigma^{18}O$ по бентическим фораминиферам, цифрами показаны номера станций глубоководного бурения, для которых сделаны эти определения. *Г* – изменения эвстатического уровня океана (калибровка [Vail, Hardenbol, 1979]. *Д* – изменение уровня и кривая берегового налегания [Vail, Hardenbol, 1979]

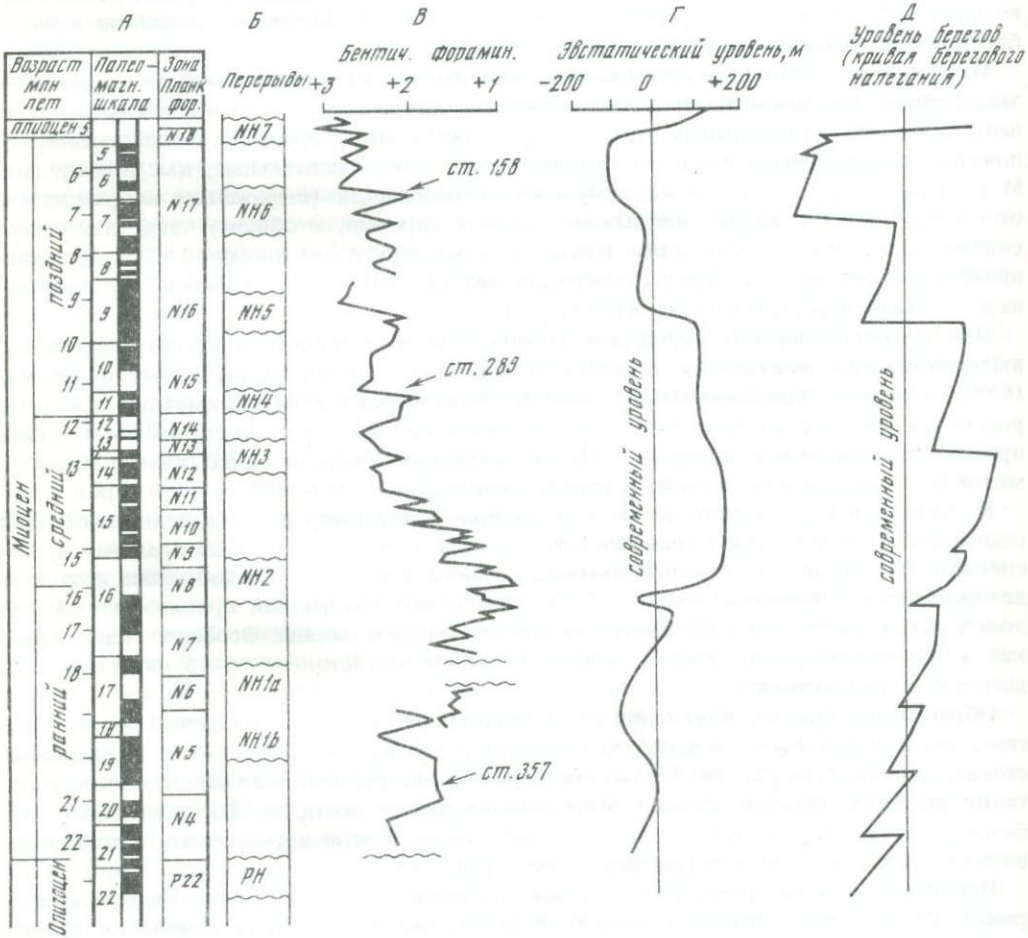




Рис. 128. Глобальные перерывы в неогене Тихого океана по данным глубоководного бурения [Keller, Barron, 1983]
Зоны даны по планктонным фораминиферам. Штриховкой показаны главные перерывы, их номенклатура по Вейлу — справа. Сверху показаны номера станций бурения и глубина в м

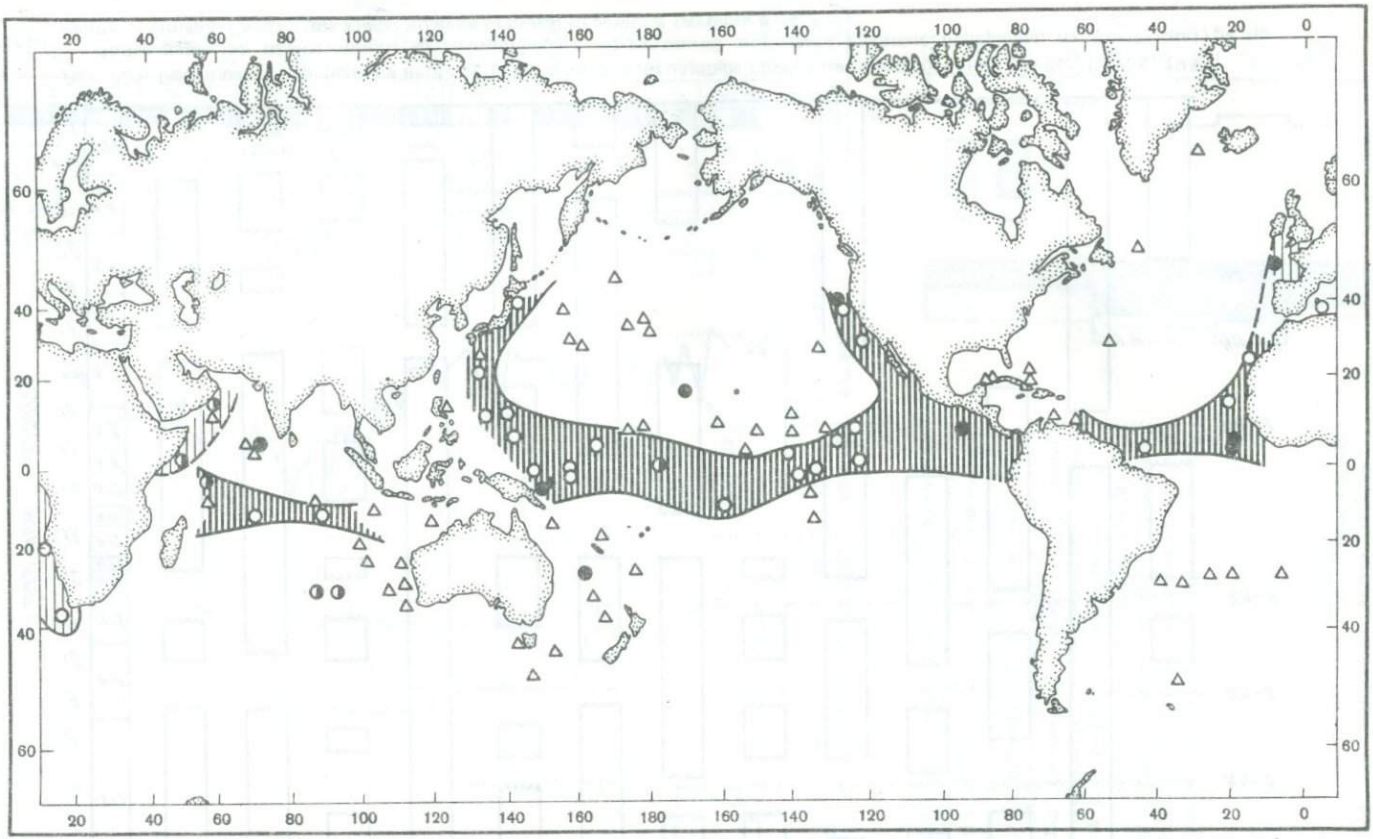


Рис. 129. Распределение перерывов в кернах бурения (перерыв NH-2 – 16,0–15,0 млн лет) [Keller, Barron, 1983]

Положение станций бурения дано обратной прокладкой (см. рис. 133) для времени бурения: черные кружки – станции, где перерыв четко выражен, кружки без заливки – выражен кратковременным интервалом, треугольники – перерыв более длительный, чем изучаемый интервал. Вертикальная тонкая штриховка – установлен полный разрез без перерывов, толстая штриховка – с кратковременными перерывами. Области без перерывов предположительно представляют собой зоны высокой продукции планктона на поверхности

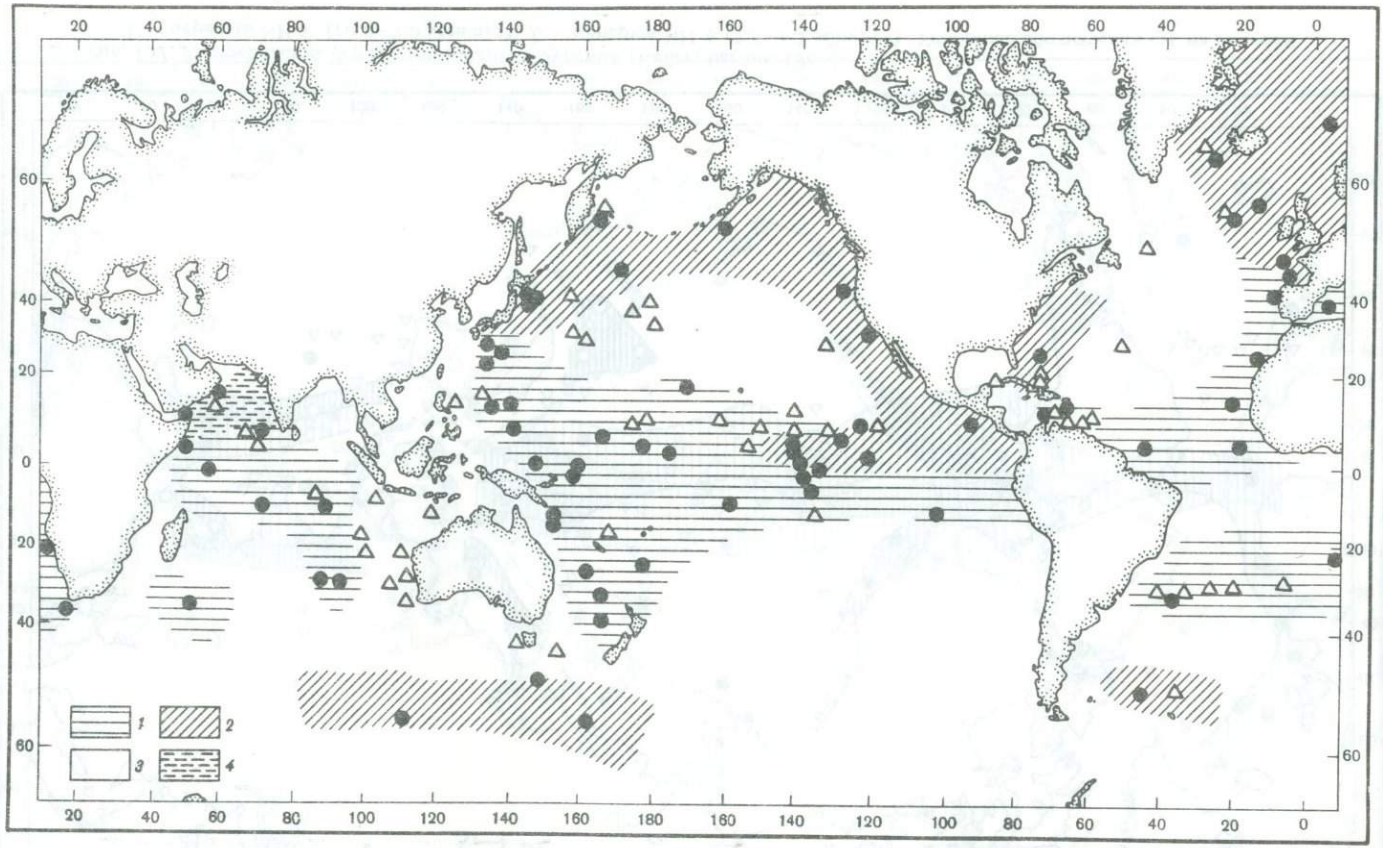


Рис. 130. Типы донных осадков океана для среднего миоцена (18,0–12,5 млн лет назад) [Keller, Barron, 1983]
1 – карбонатные илы; *2* – кремнистые илы; *3* – кремнисто-карбонатные илы; *4* – терригенные осадки

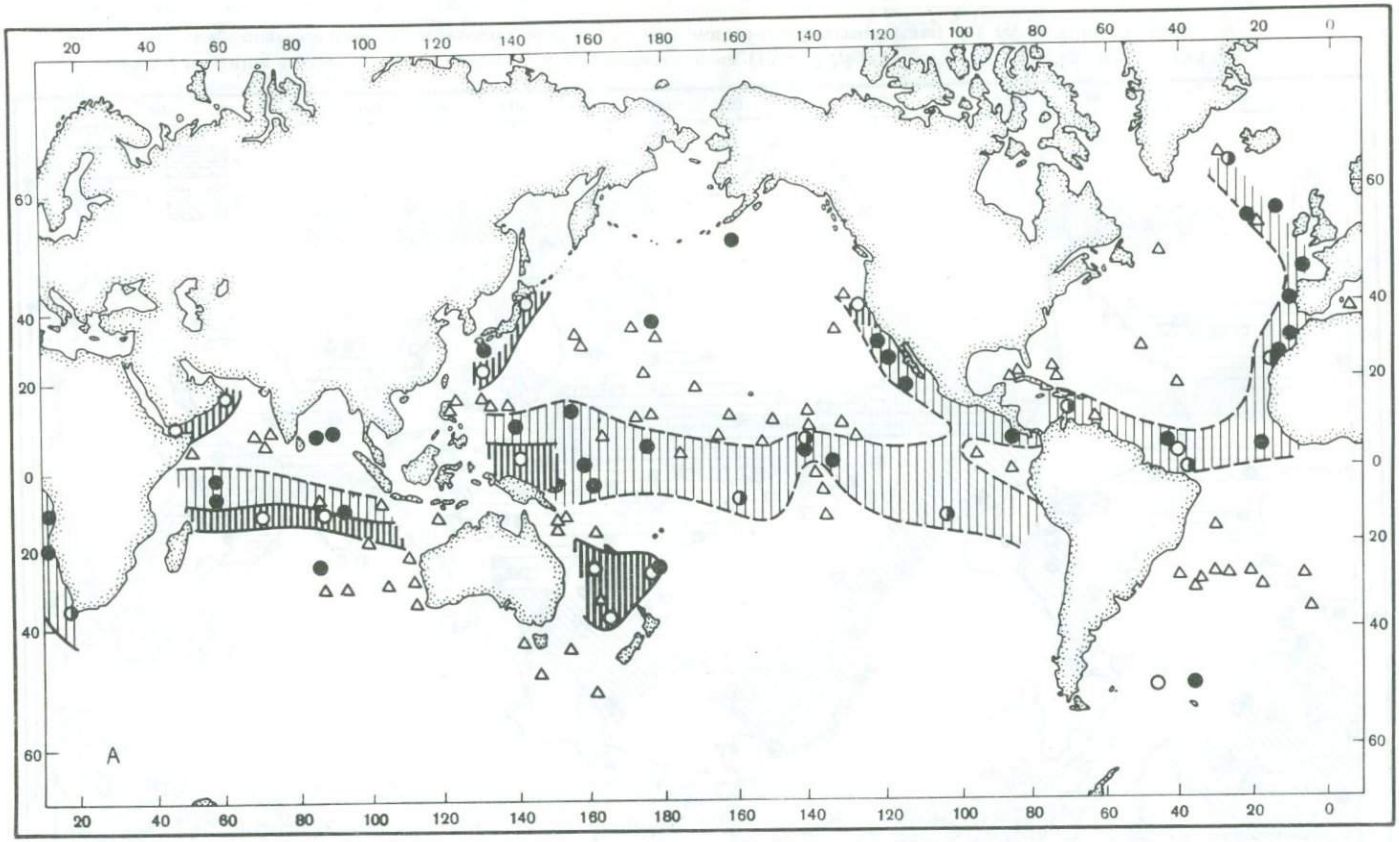
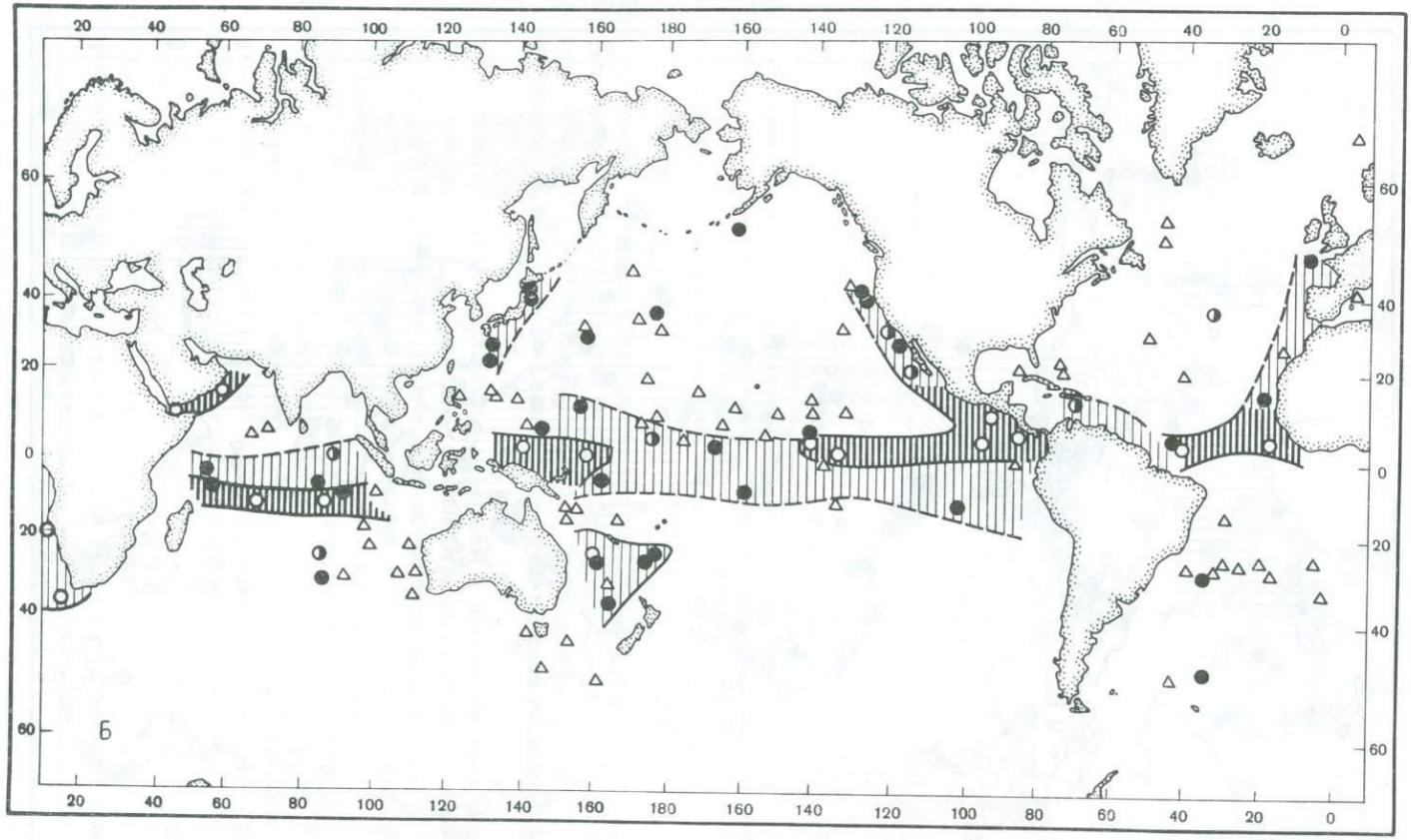


Рис. 131. Распределение перерывов в кернах бурения [Keller, Barron, 1983]
А – перерыв NH-5 (10,0–9,0 млн лет). *Б* – перерыв NH-6 (7,5–6,2 млн лет). Условные обозначения см. на рис. 129


20 40 60 80 100 120 140 160 180 160 140 120 100 80 60 40 20 0
60
40
20
0
20
40
60
Б

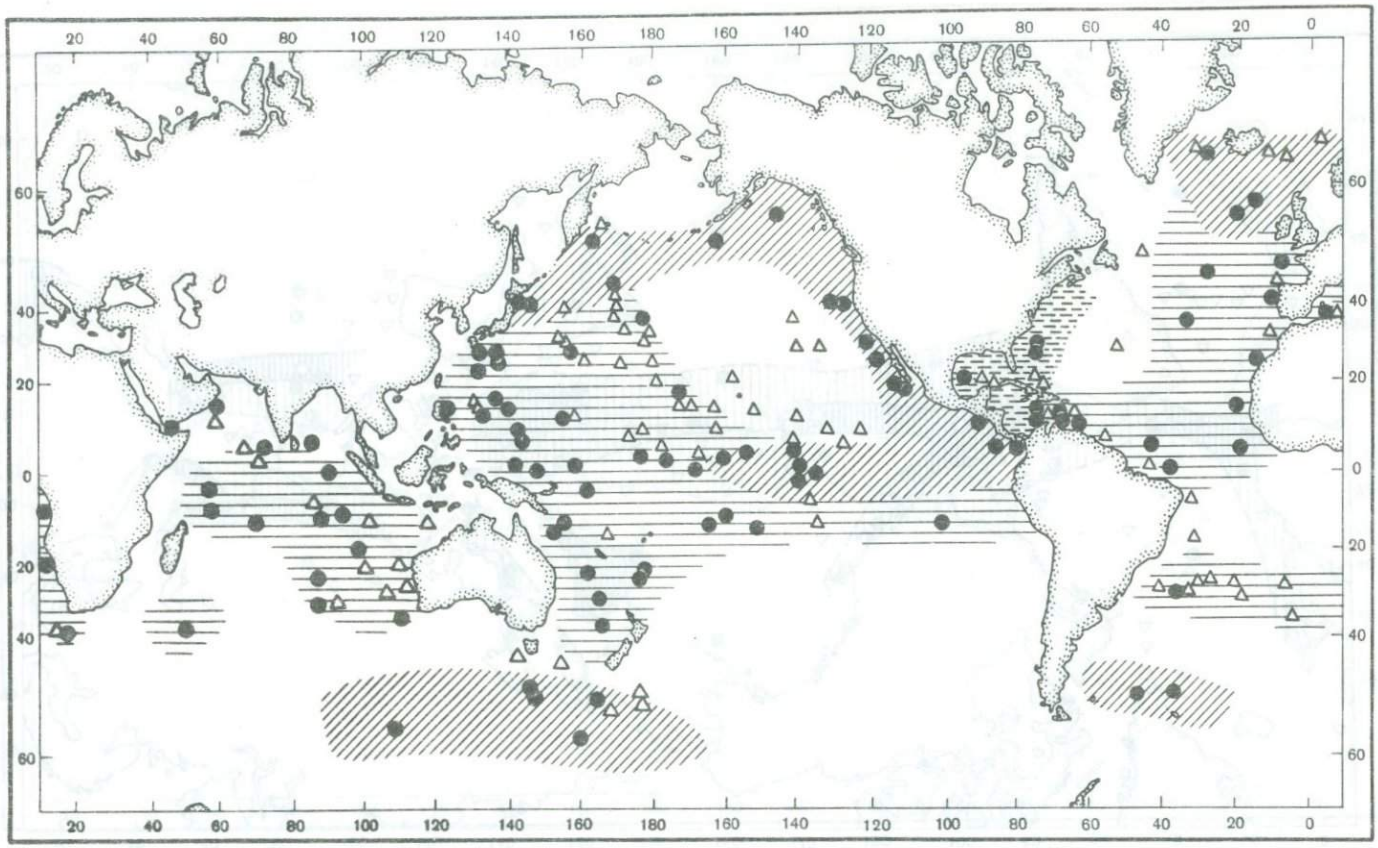


Рис. 132. Типы донных осадков океана в позднем миоцене [Keller, Barron, 1983]
Условные обозначения см. на рис. 130

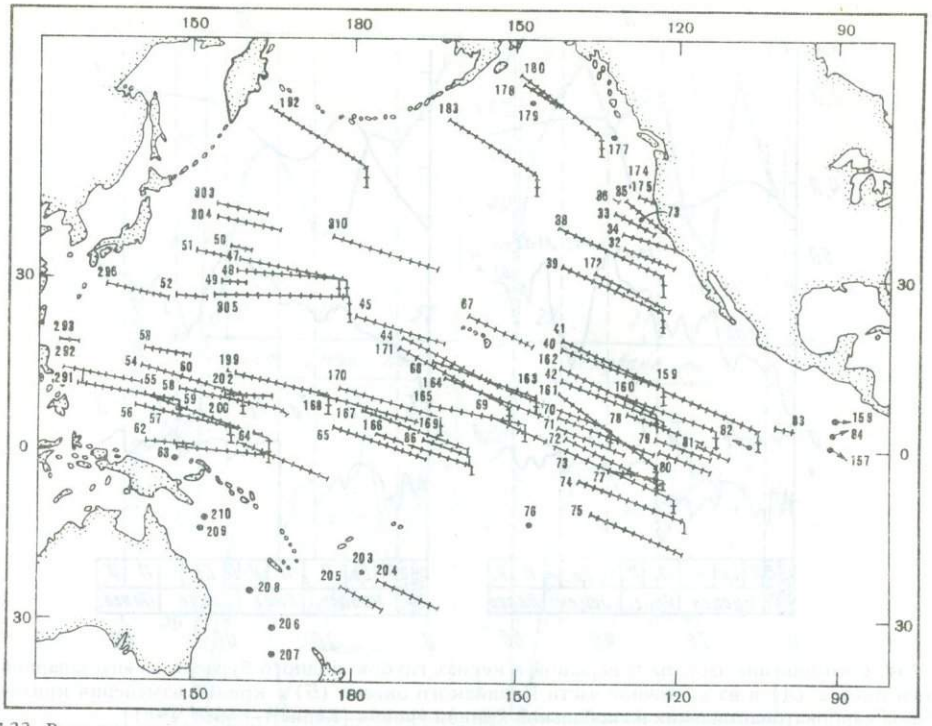


Рис. 133. Реконструкция положения станций глубоководного бурения для разных этапов геологического прошлого с учетом скорости и направления движения плит (обратная прокладка) для Тихого океана [Worsley, Davies, 1979]. Точками показано современное положение станций, отметки на траектории движения – с интервалом 3 млн лет. Цифры – номера станций

циркуляции, происходило открытие и закрытие крупнейших проходов на пути движения глобальных систем течений (открытие пролива Дрейка произошло 25–20 млн лет назад). Главные особенности современной глобальной циркуляции установились 13,5–12,5 млн лет назад, что связано с образованием покровного ледника Восточной Антарктиды.

На рис. 127 показаны главные глобальные перерывы и изменения уровня океана, изотопный состав бентических фораминифер, который отражает поступление холодных придонных вод в ходе развития оледенения. Для обобщения данных было использовано около 500 кернов глубоководного бурения океана. На рис. 128 показаны важнейшие перерывы (латинские обозначения справа) для наиболее показательных кернов бурения из Атлантического, Индийского и Тихого океанов: видно, как локальные и региональные факторы накладываются на глобальные.

Распределение перерывов и типы донных осадков по площади дна Мирового океана для разных этапов миоцена показаны на рис. 129–132, из которых ясно, что главная часть дна в это время была областью неотложения или размыва донных осадков. Интереснейшие материалы по перерывам в толще к югу от Австралии приведены на рис. 133 и 136 для последних 5 млн лет.

Прямые сопоставления между количеством перерывов в кернах глубоководного бурения и изменениями уровня приведены на рис. 134, *А* для кайнозойских отложений Тихого океана, а на рис. 134, *Б* – для кайнозоя Индийского океана. На тех же рисунках показаны изменения критической глубины карбонатонакопления для тех же районов.

При повышении уровня критической глубины возрастает также количество перерывов, что особенно четко прослеживается для областей биогенного карбонатонакопления и плохо видно в областях терригенной седиментации. Перерывы в терригенной седимен-

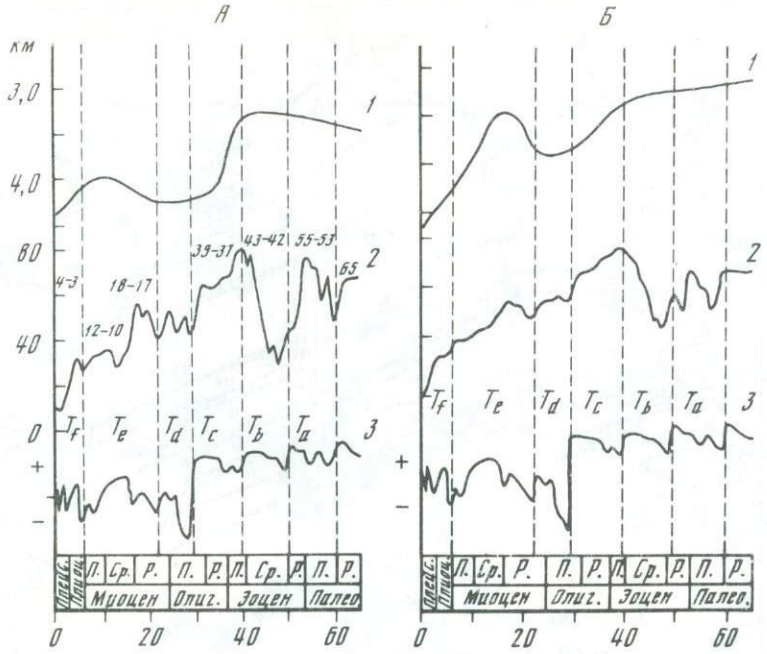


Рис. 134. Соотношение частоты перерывов в кернах глубоководного бурения из юго-западной части Тихого океана (*А*) и из восточной части Индийского океана (*Б*) с кривой изменения критической глубины карбонатонакопления и глобальной кривой уровня [Kennett, Loutit, 1981]

1 – критическая глубина карбонатонакопления для последних 65 млн лет; *2* – частота перерывов в кернах бурения; цифры – возраст, млн лет; *3* – глобальная кривая изменения относительного уровня океана Вейла и др.

тации регулируются преимущественно уровнем океана, перерывы в биогенной – также уровнем, но косвенно. Таким образом, количество перерывов в кернах зависит от соотношения этих двух регулирующих факторов. Можно видеть, что в этих двух удаленных регионах – юго-западной части Тихого океана и в восточной части Индийского минимум перерывов отмечается для раннего–среднего миоцена (48 млн лет назад), т.е. времени низкого стояния уровня океана, когда происходил сброс материала с уровня ЛС-1 на уровень ЛС-2. Минимуму перерывов в пелагиали в это время соответствует их максимум на первом уровне. Существование большого количества перерывов и несогласий в отложениях дельт и эстуариев хорошо видно на многочисленных разрезах, полученных при бурении на нефть в сопоставлении с данными геофизики. Дельтовые отложения – это буквально царство перерывов, поскольку даже небольшие изменения уровня океана сказываются на отложениях дельт.

ПЕРЕРЫВЫ В СОВРЕМЕННОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МЕЖДУ ПЕРЕРЫВАМИ ВЕРХНЕГО И НИЖНЕГО ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЕЙ. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПЕРЕРЫВОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

На широкое распространение перерывов и областей неотложения осадков указывалось многими авторами [Безруков, 1962, 1976; Лисицын, 1966, 1980, 1984]. На современном высоком уровне стояния океана главная часть перерывов, как ясно из сказанного, располагается на нижнем уровне – в областях развития пелагических осадков. На шельфах и в устьях рек сейчас идет накопление осадочного вещества, и следы перерывов прослеживаются главным образом по данным бурения и сейсмических исследо-

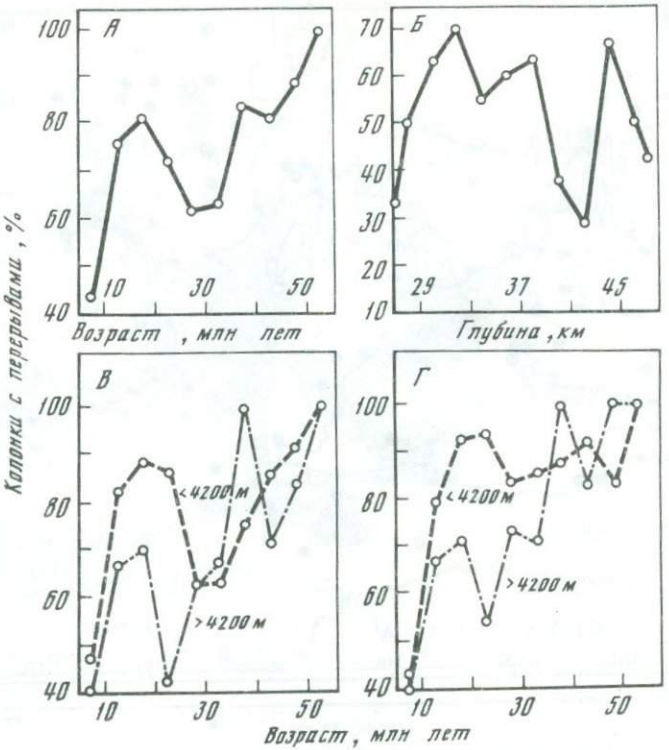


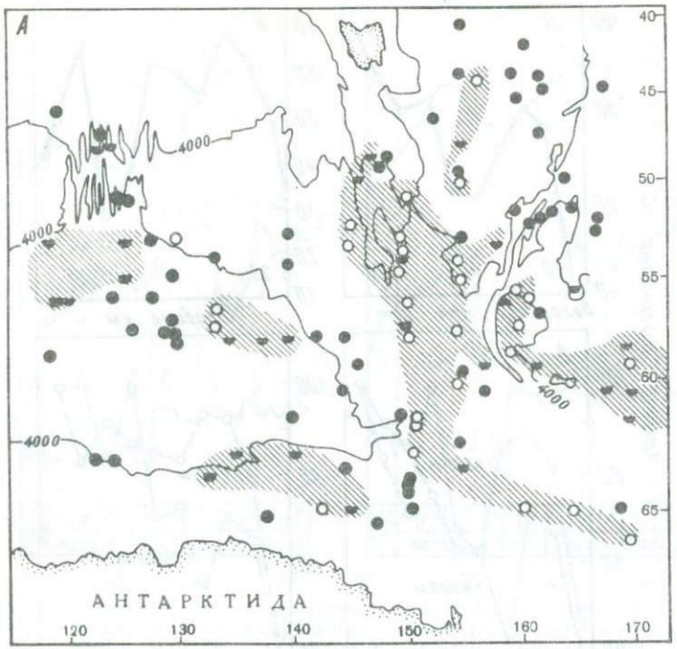
Рис. 135. Частота встречаемости перерывов в длинных колонках из Индийского океана (южная часть). Возраст до 5,4 млн лет [Osborn et al., 1983]

А – частота встречаемости перерывов в зависимости от возраста. *Б* – то же, в зависимости от глубины океана. *В* – то же, в зависимости от возраста раздельно для колонок с глубин меньше критической глубины карбонатонакопления (4200 м) и ниже этой глубины. *Г* – то же к северу от 60° ю.ш., раздельно для колонок, полученных выше критической глубины (менее 4200 м) и ниже (более 4200 м)

ваний. Последний этап сброса осадочного материала с шельфа имел место во время последнего оледенения, максимум которого имел место 18 тыс. лет назад, причем уровень океана опускался на 100–150 м. Таяние последнего ледника произошло очень быстро – заняло всего 6–7 тыс. лет – и завершилось подъемом уровня до его современного положения около 11 тыс. лет назад.

Следы массовых перерывов на первом уровне лавинной седиментации сейчас обычно скрыты толщей отложений голоцена и потому могут показаться незначительными. Однако если представить себе, что уровень океана в это время находился близ внешнего края шельфа и устья рек заканчивались на континентальном склоне, а дельтовые отложения подвергались размыву, то нетрудно понять, какие колоссальные по масштабам, поистине вселенские перемещения осадочного вещества происходили в это время. Широкое развитие условий субаэрального размыва рыхлых отложений и шельфа сочетались с волновой абразией обширных его областей, абразией отложений устьев рек, которые не успели закрепиться растительностью. Множество конкретных региональных примеров можно найти в работах по четвертичной геологии шельфов.

Таким образом, главные (планетарных масштабов) события, приведшие к образованию глобальных перерывов на верхнем уровне, отделены от нас периодом около 11 тыс. лет, и сейчас не происходят. Однако развитие локальных и региональных перерывов на верхнем уровне прослеживается и сейчас, причем в широких масштабах. Это устанавливается при литологических, а особенно биостратиграфических и радиохронологических, палеомагнитных и кислородных исследованиях верхних слоев осадков.



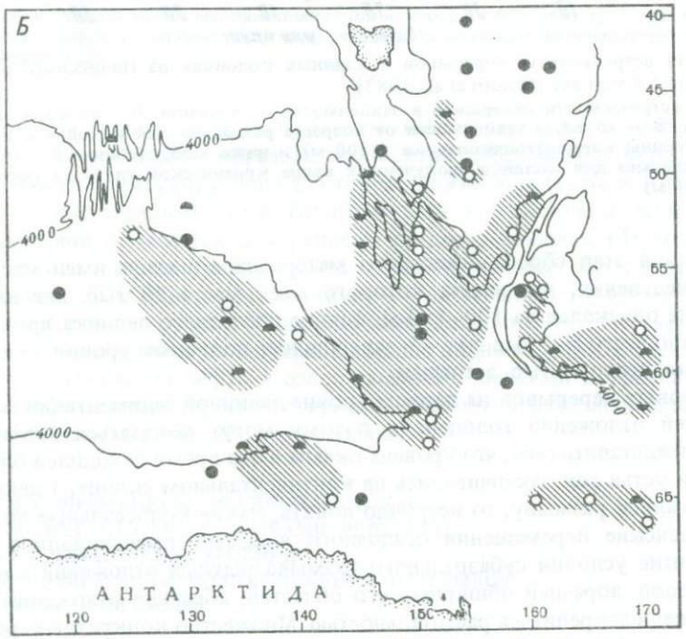
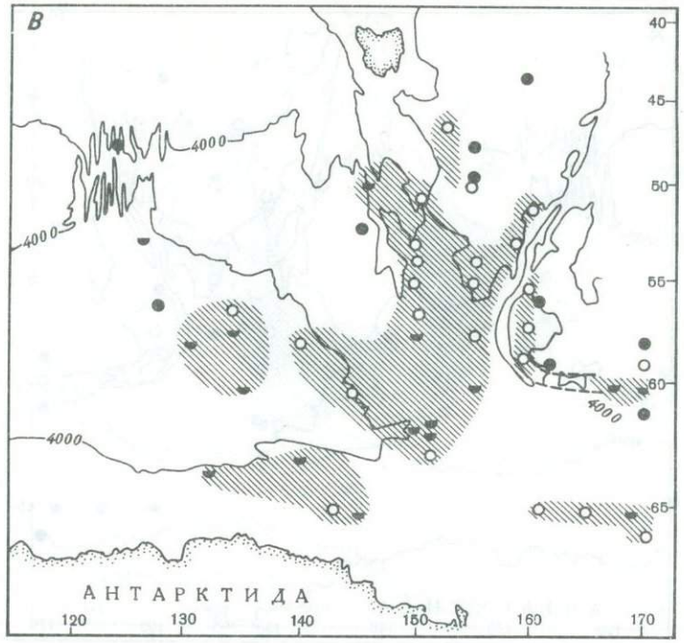
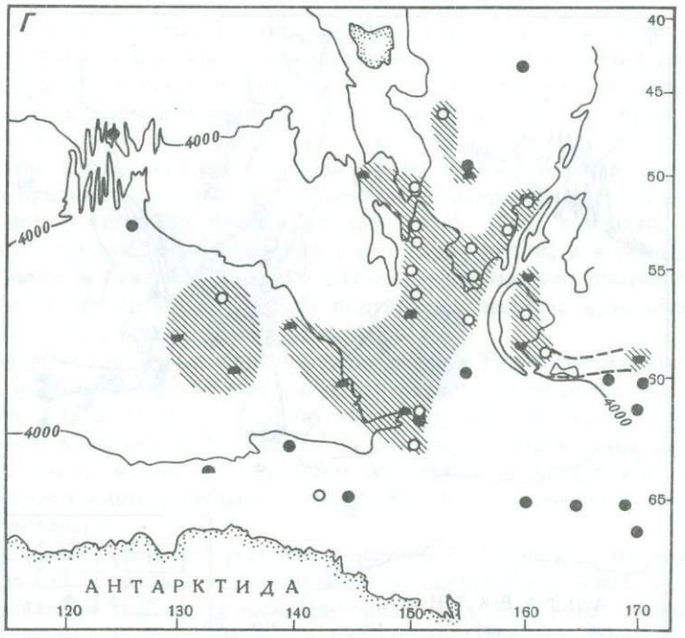


Рис. 136. Распределение перерывов в колонках из южной части Индийского океана для различных временных срезов 5,4–0 млн лет [Osborn et al., 1983]

Время, млн лет: *А* – от 0 до 0,72 (эпоха Брюнес); *Б* – от 0,72 до 1,66 (эпоха Матуяма поздняя); *В* – от 1,66 до 2,47 (эпоха Матуяма ранняя); *Г* – от 2,47 до 2,96 (эпоха Гаусс поздний); *Д* – от 2,96 до 3,40 (эпоха Гаусс ранний); *Е* – от 3,4 до 4,26 (эпоха Гилберт поздний); *Ж* – от 4,26 до 5,41 (эпоха Гилберт ранний)

1 – интервал отсутствует; *2* – отсутствуют нижние части интервала; *3* – отсутствуют верхние части интервала; *4* – нет перерывов в пределах данного интервала времени





Многие исследователи указывают, что для голоценовых осадков характерны исключительно низкие скорости седиментации, возникновение обширных областей неотложения осадков, возникновение значительных по площади участков размыва шельфа с образованием песков, разного рода скоплений переотложенных осадков, обнажениями древних отложений, которые занимают, по подсчетам Эмери, до 70% площади шельфа.

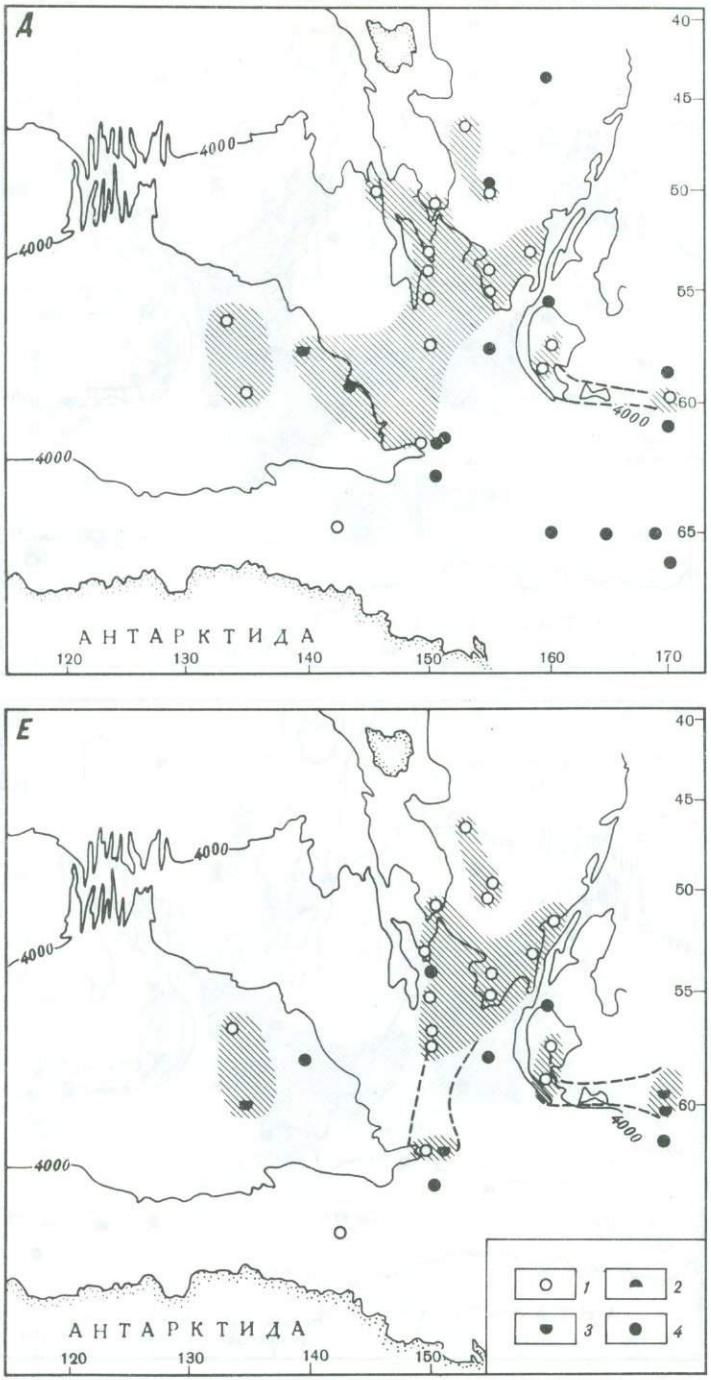


Рис. 136 (продолжение)

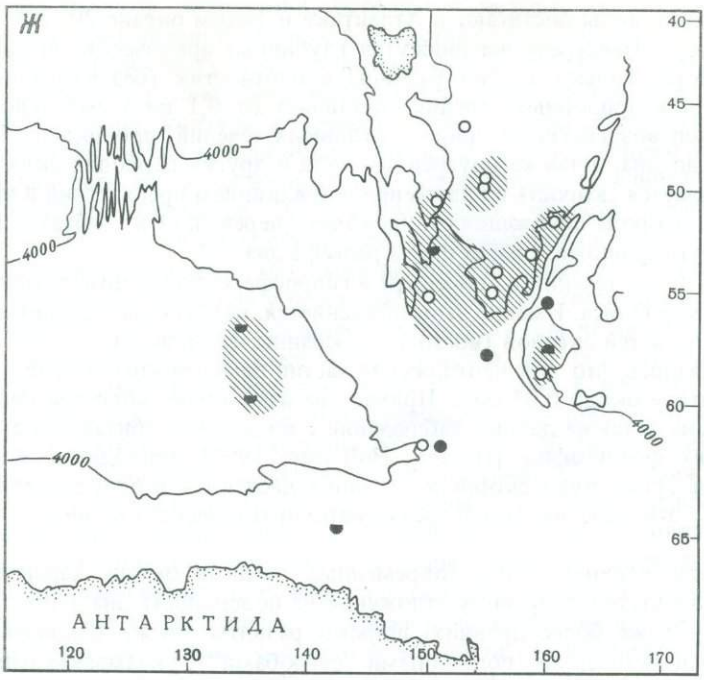


Рис. 136 (окончание)

Гораздо шире на современном этапе развиты перерывы не на верхнем, а на нижнем уровне – в пелагиали. Перерывы и явления размыва особенно характерны для рыхлых, несцементированных отложений, которые и составляют главную часть осадочной толщи океанов; размыв сцементированных осадочных пород на дне происходит гораздо реже и менее интенсивно (рис. 135, 136).

Большинство исследователей согласны с тем, что образование перерывов связано с усилением придонных течений, с изменением их направления и типов (термические и соленостные). В частности, Фокс и др. [Fox et al., 1968] показали, что в Северной Атлантике существуют сильные течения у основания склона и в прилегающих частях пелагиали у берегов Северной Америки (Западное пограничное противотечение). Скважины бурения (станции 99, 101 и 105) подтвердили наличие здесь очень длительных перерывов (70–110 млн лет) [Ewing et al., 1969].

Антарктические придонные воды проходят сейчас в Тихий океан южнее Новой Зеландии и далее к северу, образуя, как и в Атлантике, Западное пограничное противотечение [Johnson, 1972a, 1972b]. История самого крупного в океане течения Западных ветров (перенос воды около 200 млн $м^3/с$) показывает, что возникновение ряда перерывов, безусловно, связано с отделением Австралии от Антарктиды, когда система Западных ветров южного полушария стала глобальной, а затем была еще усилена оледенением Антарктиды.

Для образования перерывов решающее значение имеют придонные течения и особенно возникновение и дальнее проникновение холодных придонных вод. В настоящее время указываются два источника придонных вод Мирового океана – полярные области Антарктики и Арктики. Здесь на высоких широтах вследствие охлаждения поверхностные воды становятся плотными и тяжелыми, стекают по материковому склону вниз. Измерения показывают, что поверхностные арктические воды охлаждаются до $-1{,}5°С$, а на глубинах около 4 тыс. м сохраняют температуру $-0{,}65°С$. Те же характеристики обычны и для антарктических вод ($-0{,}52°С$ и $-0{,}08°С$) [Степанов, 1974]. Именно эти воды, перемещаясь у дна, подобно тяжелой жидкости, образуют придонные слои Мирового океана. Они проникают очень далеко от источника: антаркти-

ческие придонные воды достигают в Атлантике и Тихом океане 20–30° с.ш., в Индийском – экватора. Навстречу им движутся глубинные арктические воды, также достигающие экватора. Только за счет разницы в плотностях (без влияния препятствий) средняя скорость придонных течений составляет от 0,1 до 1 см/с. Они могут резко усиливаться под воздействием приливо-отливных течений, проникающих даже в пелагиали океана до дна, а также внутренних волн и других периодических явлений. Особенно увеличивается скорость их движения под влиянием препятствий в местах сужений потока – разного рода понижениях и проходах (перевалах) в хребтах, близ подводных поднятий и других положительных форм рельефа дна.

Так же как и все течения в атмосфере и гидросфере, придонные течения подвержены влиянию сил Кориолиса. Именно этим объясняется, как отмечалось, резкое их усиление вдоль западных частей океанов (восточные окраины материков).

Уже указывалось, что для неотложения частиц песка нужны скорость течений всего 2 см/с, а пелита – около 0,03 см/с. Прямые же измерения скоростей течений в придонном слое океана, а также данные наблюдений с подводных обитаемых аппаратов и анализ подводных фотографий [Heezen, Hollister, 1964] приводят к заключению, что на дне океанов существуют скорости течений в десятки, а в ряде случаев даже до 100–150 см/с, т.е. эти течения могут размывать практически все виды глубоководных осадков.

Поэтому для верхнего слоя современных осадков океана характерно широкое распространение выходов древних отложений на поверхность дна, в некоторых случаях миоценовых и даже более древних. Широко развиты также отложения со знаками ряби и волнами из осадков (подводными "сугробами"), указывающими на перемещение осадочного вещества. Самыми крупными такими образованиями являются дрифты, или седиментационные хребты, сложенные контуритами, о которых говорилось в гл. III.

Препятствия в виде материковых сооружений, а также крупных подводных поднятий и хребтов приводят к тому, что тяжелые придонные воды на большом протяжении дна как бы подпруживаются и, найдя проход в понижении хребта, устремляются через него, подобно рекам. Двигаясь у дна, эти глубинные реки создают многочисленные участки эрозии, переносят огромные количества осадочного материала, а затем на участках снижения скоростей откладывают его, создают аккумулятивные сооружения значительных масштабов.

Примеры таких рек приводятся по Тихому океану [Johnson, 1972], а также по Атлантике [Ledbetter, Gieselski, 1983, 1986] – для прохода Вима между поднятием Рио-Гранде и Южной Америкой (барьер между Аргентинской и Бразильской котловинами); в Южном океане [Ledbetter, 1981] у дна скорость течений достигает 20–25 см/с, что способствует возникновению области крупного регионального перерыва. В Индийском океане региональный перерыв изучен для района южнее о-ва Родригес.

Для изучения перерывов на современном этапе седиментации исключительно важным индикатором является распределение взвеси в придонных водах океана. При возникновении перерывов с размывом или неосаждением осадков взмученный материал переходит во взвесь. Высокие концентрации взвеси у дна с образованием полос, облаков и других сгущений осадочного вещества – один из наиболее четких признаков развития перерывов. По распространению взвеси можно прослеживать направления перемещения этого материала, районы осаждения этого перемещенного (переотложенного) у дна осадочного вещества [Лисицын, 1974]. Хорошо видно также, как во время сильных штормов идет сброс осадочного материала с шельфа в верхние части склона – от шельфа через континентальный склон в пелагиаль протягиваются облака и шлейфы взвеси [Лисицын, 1966].

Изучение взвеси дает возможность в деталях прослеживать процесс возникновения перерывов и переноса осадочного вещества с мест размыва к местам отложения. Такой возможности исследования in situ не дают другие методы изучения осадочного вещества. Имеются и многочисленные иные морфологические показатели развития размыва

или неотложения осадков: понижения, борозды и желоба, участки с поверхностью рифелей и другими признаками активного воздействия придонных вод.

По масштабам явления могут быть выделены факторы, приводящие к возникновению на нижнем уровне крупных региональных перерывов (придонные течения и связанные с ними размывы, контурные течения, волны цунами и участки прохождения тропических ураганов, области сильнейших течений с проникновением до дна океана – течение Западных ветров), а также факторы, приводящие к возникновению многочисленных локальных перерывов (внутренние волны, области экранного эффекта подводных поднятий, участки усиления приливо-отливных волн и др.).

Само определение литологии и геохимии перерывов кажется парадоксальным, так же как изучение пустоты, поскольку перерывы – это (в соответствии с определением) этапы неотложения или удаления осадочного вещества. Тем не менее лишь в редких случаях длительное пребывание какого-либо участка дна без накопления осадков происходит без геохимических следствий. Суть их состоит в том, что морская вода обычно имеет окислительную реакцию, и на границах осадочной толщи, вскрытой перерывом, возникают окислительные условия, которые приводят к перераспределению ряда элементов, в особенности элементов группы марганца. Они подвижны в восстановительной среде и неподвижны или слабо подвижны – в окислительной. Широко распространенное явление, маркирующее образование перерывов, – появление участков обогащения осадка марганцем, нередко марганцевых корок и пленок на барьере вода–осадок. Второй процесс связан с постоянным осаждением марганца в океане, очень медленным и широко распространенным, которое приводит к образованию марганцевых корочек на поверхности коренных пород, в частности, на вершинах подводных гор и вулканов, лишенных осадков (области неотложения осадков). Обогащение марганцем (и элементами его группы) имеет место и для участков неотложения или размыва донных осадков.

При анализе "немых толщ", например карбонатных отложений, слои, обогащенные марганцем, могут использоваться в качестве маркирующих, появляется возможность не только находить и коррелировать с их помощью этапы неотложения или размыва, но и использовать их для хемостратиграфии. Можно указать на несколько первых попыток такого рода [Berger, Wincent, 1981; Holmes, 1982; Lorgensen, 1986]. В дальнейшем это новое направление использования химических маркеров для индикации перерывов в отложениях будет, безусловно, расширяться.

Другой особенностью отложений, связанных с перерывами, является то, что при неотложении и размыве материал чаще всего не уносится полностью, сохраняются и концентрируются наиболее крупные его фракции (за счет уноса более тонких), происходит обогащение тяжелыми минералами, конкрециями и стяжениями, гравийными и песчаными зернами. При химической денудации карбонатных осадков (ниже критической глубины) сохраняются терригенная и вулканогенная составляющие карбонатов.

Частота встречаемости перерывов в современных глубоководных отложениях океанов достигает, как показывают наиболее детальные исследования, около 50–60% от площади дна, она тесно связана с местными условиями, т.е. современный этап в пелагиали отвечает условиям осадочной дистрофии.

Как следует из данных по количественному распределению взвеси, а также по скорости седиментации, мощностям и абсолютным массам (см. гл. I), на шельфах мира на современном этапе осадконакопление идет только на 30–50% их поверхности, а главная часть поверхности шельфов – это области неотложения, области развития реликтовых осадков, которые покрывают 50–70% поверхности шельфа. Таким образом, получается парадоксальное положение: в конечном водоеме стока, каким является Мировой океан, на главной по площади части поверхности дна (50–70% от общей) осадкообразования сейчас не идет, здесь идет образование перерывов – участков неотложения осадков и размыва уже отложившихся толщ. Современный этап поэтому отвечает времени высокого стояния океана, времени широкого распространения пере-

рывов в пелагиали. Во времени он сменяется этапами понижения уровня и сброса веществ в пелагиаль.

Итак, могут быть кратко сформулированы основные положения учения о перерывах, закономерностях их распространения в пространстве и времени:

1. Главная причина возникновения перерывов на всех уровнях океана и для отложений всех возрастов – не вертикальные тектонические движения с выходом участков дна на поверхность океана, как считалось долгое время, а глобальные изменения уровня океана в геологическом прошлом.

2. В настоящее время эти изменения четко датированы, определены в первом приближении их амплитуды, составлена глобальная шкала относительных изменений уровня океана. Глобальные изменения уровня приводят к глобальным, т.е. одновременным и происходящим в разных частях океана перерывам на первом и втором уровнях перерывов.

3. Верхний гипсометрический уровень развития перерывов отвечает устьям рек и шельфу, т.е. отвечает первому уровню лавинной седиментации. При понижении уровня рыхлый осадочный материал движениями вод сбрасывается на уровень лавинной седиментации у основания склона. На первом уровне возникают глобальные перерывы. Понятие "глобальный перерыв" относится только к одному уровню, поскольку в это же время идет максимальное поступление осадочного вещества и, следовательно, перерывы здесь имеют минимальное развитие. Перерывы первого уровня имеют широкое, глобальное распространение, они прослеживаются практически во всех водоемах, имеющих современные или древние связи с океаном, т.е. имеют самое широкое развитие как в пространстве, так и во времени. Их развитие во времени определяется этапами низкого стояния уровня океана, которые могут быть установлены из кривых Вейла и др. [1982а].

4. На втором гипсометрическом уровне развития перерывов (в пелагиали) дно океана никогда не поднималось в область денудации выше поверхности океана, потому причины возникновения перерывов здесь иные, чем на первом. Чем ниже скорости седиментации, тем шире распространение перерывов на этом уровне. Масштабы поступления осадочного материала на этот уровень регулируются в основном масштабами его сброса с уровня ЛС-1. Поэтому максимальное количество перерывов возникает здесь при глобальном повышении уровня океана (т.е. обратно появлению перерывов на уровень ЛС-1). Таким образом, для нижнего глобального уровня развития перерывов связь с уровнем океана существует опосредствованная, через режим осадконакопления на уровне ЛС-1.

Перерывы второго глобального уровня в пространстве по четкости выражения уступают верхнему уровню (устья рек и шельфы), поскольку процессы субаэральной денудации на осадки дна океана никогда не воздействовали, шире всего здесь развиты условия неотложения осадков.

5. Противофазным ходом процесса развития перерывов на первом и втором уровнях лавинной седиментации определяются закономерные, т.е. коррелированные в пространстве и времени связи между этими уровнями развития лавинной седиментации и перерывов.

6. Развитие перерывов и лавинной седиментации тесно связано. Это как бы две стороны медали единого прерывистого или эпизодического процесса лавинной седиментации, который включает массовое удаление осадочного материала из одних районов и его массовое сгруживание в другие районы, причем обязательно количества этого материала не могут превышать его объемов, удаленных из областей размыва, находящихся на гипсометрически более низких уровнях. Эти связи прослеживаются как в пространстве, так и во времени.

7. Четкими связями перерывов и лавинной седиментации предопределяется принцип неразрывности – развитию перерывов на одном уровне соответствует лавинная седиментация на другом, возникновению перерывов в одном районе соответствует одновременное накопление толщ переотложенных осадков на другом участке дна.

8. Более всего распространены в природе не условия размыва, а условия неотложения осадков определенной крупности, поскольку для неотложения необходимы скорости течений в 10–100 раз меньше, чем для размыва уже отложившихся осадков. Условия неотложения встречаются поэтому в десятки и сотни раз чаще, чем условия размыва.

9. Перерывы – очень широко распространенное явление, они встречаются на современном этапе на втором уровне в пелагиали на площади, составляющей 50–60% поверхности дна океана. Столь широкое распространение перерывов имело место и в прошлом при высоких стояниях уровня океана (в особенности в меловое время).

10. Частота перерывов на первом уровне еще больше: при низких состояниях уровня только незначительная часть рыхлых осадков сохраняется в устьях рек и на шельфе. Перерывы на первом уровне по масштабам (мощности перерыва, скорости размыва и др. количественным показателям) намного распространеннее, чем седиментация, что и приводит к парадоксальному положению, что по прошествии определенного времени главная часть осадочного вещества оказывается не там, где она первоначально накапливалась (в устьях рек), а у основания континентального склона, т.е. на 3–4 км ниже уровня своего первоначального отложения, на удалении во многие десятки и даже сотни километров от мест изначального осадконакопления.

11. Во времени менялись не только уровень океана, но и системы формирования придонных вод, менялось также положение в зональной системе Земли материковых массивов, их площади и очертания, возникали и исчезали материковые мосты и подводные преграды на пути течений. В соответствии с этим менялись и области наиболее сильного воздействия придонных (контурных) течений на осадки, которые приводили к размыву отложений в одних районах и его отложению – в других. Но возникновение размыва всегда сопровождалось возникновением толщи переотложенных осадков (принцип неразрывности этих двух явлений): они располагаются всегда в непосредственной близости. Переотложенные осадки нередко образуют скопления в виде дюн, валов, рифелей с косой слоистостью (на глубинах более 4 км).

Крупнейшее из современных течений – течение Западных ветров – возникло после отделения Австралии и Новой Зеландии от Антрактиды около 30 млн лет назад вместе с началом оледенения. Это привело к огромному развитию перерывов в Индийском и южной части Тихого и Атлантического океанов.

Главные перерывы в Тихом и Атлантическом океанах связаны с океаном Тетис и системой экваториальных течений, которая была перекрыта 3,5 млн лет назад Панамским перешейком.

12. Анализ частоты встречаемости перерывов в кернах бурения пелагиали, т.е. нижнего гипсометрического уровня перерывов, показывает, что число перерывов растет с удревнением осадков, максимально оно в позднем мелу. Главные максимумы встречаемости связаны с границей мезозоя и кайнозоя (70–80%), границей эоцен–олигоцен (60–70%) и средний–поздний миоцен (40–60%). По площади распространения эти древние перерывы могут быть глобальными, региональными (встречающимися только в одном из океанов) и локальными (в ограниченном районе океана).

13. Порционным механизмом "перекачки" осадочного материала с верхнего глобального уровня земли на нижний объясняется не только цикличность появления перерывов на этих уровнях, но и цикличность этапов лавинной седиментации. Этот механизм, действие которого связано с разницей глобальных гипсометрических уровней материков и океанов и движениями уровня поверхности океанов, пока мало изучен и учитывается при литологических построениях еще недостаточно. Между тем именно его работой определяется распределение основных масс осадочного материала Земли.

Часть III

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА. ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.

Глава VII

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОБЛАСТЕЙ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Распределение и состав осадочного материала в отложениях областей лавинной седиментации, так же как и в областях нормальной седиментации со скоростями менее 100 Б, определяется зональностью климата, вертикальной и тектонической, а также составом и строением пород водосбора, некоторыми менее значительными факторами.

Влияние климата в пределах водосбора (ледосбора) определяет как общее количество осадочного вещества (темпы поставки), так и его гранулометрический и вещественный состав.

Известно, что при сравнении различных климатических зон наибольшая поставка осадочного вещества с каждого квадратного километра водосбора имеет место в экваториальной гумидной зоне, она на порядок выше, чем в умеренных, и на несколько порядков выше, чем в аридных. Большое значение имеет закрепление поверхности растительностью, которая может резко снижать смыв вещества подготовленного выветриванием. Большое значение имеет также рельеф поверхности водосбора, вертикальная поясность. Эти закономерности были подробно рассмотрены Н.М. Страховым [1960], затем автором этих строк [Лисицын, 1974, 1978].

Зональность процессов выветривания пород водосбора определяет не только общее количество, но и качество осадочного вещества, т.е. особенности его гранулометрического и вещественного состава.

От ледовых зон через умеренные к экваториальной происходит в глобальном плане резкое снижение роли грубообломочного материала, а также песков и возрастание роли пелитового и алевритового материала.

Если учесть современную зональность подготовки и поставки осадочного материала, то при учете его общего количества оказывается, что около 76% поступает из экваториальной зоны, 12% – из двух умеренных гумидных и по 6% приходится на ледовые и аридные зоны [Лисицын, 1978]. Совершенно очевидно, что наиболее крупных скоплений осадочного материала в областях лавинной седиментации можно ожидать при прочих равных условиях в экваториальных зонах.

Резко меняется и гранулометрический состав материала, поставляемого в области лавинной седиментации из разных зон. Грубообломочный материал – самый грубый в осадочных образованиях – господствует (его около 50%) в веществе, поставляемом из ледовых зон, в умеренных гумидных составляет 20–30%, а в аридных и экваториальной гумидной отсутствует вообще за редкими исключениями. Не менее контрастно и содержание самого тонкого пелитового материала в осадочном веществе из разных зон: в ледовых зонах его обычно меньше 10%, а в экваториальной гумидной зоне – около 80%, в умеренной и аридной и гумидной соответственно 20 и 60%. Экваториальная зона поставляет не только больше всего осадочного вещества, но и больше всего тонкого глинистого (около 90% от общей его поставки).

Поступление песчаных и алевритовых фракций из водосборов разных зон занимает

промежуточное положение: максимально поступление песчано-алевритового материала в умеренных гумидных зонах (около 50% от всего осадочного вещества), минимально (около 20%) из экваториальной гумидной [Лисицын, 1978].

Из сказанного понятно, что в отложениях областей лавинной седиментации экваториальных зон мы должны ожидать максимальных содержаний пелитов, прослои грубообломочного материала в отложениях ЛС-1 и ЛС-2 должны отсутствовать или встречаться очень редко. Самый грубый материал здесь – песчаный, причем он встречается достаточно ограниченно сравнительно с умеренными гумидными зонами, коллекторы нефти и газа здесь поэтому также ограничены.

Умеренные гумидные зоны отличаются значительным увеличением вклада песчано-алевритового материала (в 2,5 раза по сравнению с экваториальными), что повышает их потенциальную нефте- и газоносность. В сложении конусов выноса первого и второго уровней заметную роль играет также грубообломочный материал. В целом сочетание пористого осадочного вещества, с высоким содержанием $C_{орг}$, с наличием значительных количеств пелитов создает благоприятное сочетание коллекторов и экранов, т.е. условий, благоприятных для скопления нефти и газа.

В аридных зонах соотношение песчано-алевритового и пелитового материала приблизительно равное, как и в экваториальной зоне, грубообломочный материал встречается крайне редко, чаще всего отсутствует.

Наконец, ледовая зона характеризуется наибольшим вкладом грубых фракций осадочного вещества – грубообломочных и песчано-алевритовых, на их долю суммарно приходится 70–90% осадочного вещества. Эти закономерности средние, глобальные. Они могут меняться в конкретных условиях под влиянием региональных или локальных факторов, в особенности вертикальной поясности водосбора. При широком развитии горных сооружений в водосборе резко увеличивается поступление грубозернистого материала в области лавинной седиментации. Влияет также состав пород водосбора, а также дальний транзит в крупных речных системах. Например, питание Северного Ледовитого океана идет за счет осадочного материала из холодных частей умеренной зоны.

Зональность процессов выветривания определяет также и зрелость осадочного вещества, глубину его переработки выветриванием. На начальных стадиях выветривания, в холодном климате, преобладает механическая дезинтеграция – обломки исходных горных пород разной крупности, а также отдельные зерна слагающих эти породы минералов. Часто встречаются сростки зерен, не разделенные выветриванием, обломки основной массы изверженных пород. Таковы условия в ледовых зонах. По мере усиления выветривания все большая часть материала разделяется на отдельные зерна, а в составе зерен все больше становится не сростков зерен или основной массы, а раздельных зерен минералов, сокращается литическая часть осадочного материала (зерна песчаной размерности, состоящие из обломков пород).

В зависимости от крупности исходных частиц зерна отдельных минералов попадают в песчаные или алевритовые фракции. Уже в умеренной гумидной зоне преобладают мелкозернистые пески, средне- и крупнозернистые их разности, широко распространенные в ледовых зонах, сменяются господством мелких песков и алевритов.

По мере уменьшения размеров зерен и роста выветривания все меньшую роль должна играть лититовая часть обломочного материала [Лисицын, 1966]. По мере дальнейшего роста выветривания разрушаются не только сходные сростки минералов на отдельные зерна, но и наименее стойкие минералы с образованием глинистых минералов. Все большая часть крупного материала переходит в глинистые минералы, с чем связан рост пелитовой фракции. Закономерно меняется минеральный состав глин.

Таким образом, в ходе все возрастающего более глубокого выветривания изменение гранулометрического состава продуктов выветривания идет одновременно с изменениями минерального и химического состава. Суть их состоит в том, что с ростом выветривания все большая часть материала превращается в тонкие пелитовые фракции, все меньше остается зерен минералов, входящих в песчано-алевритовые фракции,

повышается содержание среди минералов наиболее стойких (особенно наиболее распространенного кварца с одновременным уменьшением содержания других наиболее распространенных и нестойких минералов – полевых шпатов), все большая часть элементов исходных пород переходит в растворенные формы и "отрывается" в своих судьбах от обломочного материала.

Понимание сущности этих изменений дает возможность ориентироваться в закономерностях поставки терригенного материала в области лавинной седиментации.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ, ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ

Таким образом, чем крупнее обломки и зерна терригенного материала, тем более полную информацию о геологии водосборного бассейна, процессах его подготовки, транспортировки и аккумуляции они хранят. Выше были приведены примеры интерпретации данных петрографического анализа грубообломочного материала. По ним можно судить о составе горных пород крупных водосборов и ледосборов, об их приблизительных соотношениях, процессах транспортировки грубообломочного материала (вода, водоросли, льды), а также о климатических условиях водосборного бассейна и конечных водоемов стока.

Значительную информацию хранят также пески шельфа, склона и глубоководных областей. Они местами образуют широко распространенные типы осадков, а с увеличением глубин обычно представляют собой незначительную примесь к осадкам других типов. Ценность этого индикатора в том, что он распространен значительно шире, чем грубообломочный материал, и в то же время при тщательном исследовании в составе песков можно найти немало зерен исходных пород питающей провинции, а при изучении их поверхности можно судить об условиях подготовки и переноса зерен.

В последние годы пески как индикатор условий все больше используются для тектонических реконструкций прошлого. При этом широко используется сравнительно-литологический метод. Прослеживая в кернах бурения смену состава (минерального и химического) песков во времени, можно судить о смене тектонических обстановок.

За последние годы появилось более 50 статей, авторы которых приходят к выводу, что даже простейшие минералогические исследования песков с привязкой их к тектонической обстановке дают очень важные результаты. Удается разделять пески активных и пассивных окраин, а также в ряде случаев и определять многие детали [Dickinson, 1970, 1974; Graham et al., 1975; Dickinson, Suczek, 1979; Ingersoll, Suczek, 1979; Dickinson, Valloni, 1980; Ingersoll et al., 1984].

Особенно важны исследования не локальные и региональные, а охватывающие целые континентальные плиты. Было установлено, что пески с высоким содержанием кварца характерны для пассивных окраин, а пески с низким содержанием кварца и даже без кварца, но с большим содержанием обломков андезитов и риолитов, средних полевых шпатов характерны для активных окраин (островодужных). Пески со средним содержанием кварца и с примесью пирокластического материала среднего состава характерны для континентальных активных окраин (андийский тип окраин). Обогащенные полевым шпатом (аркозовые) разности песков характерны для рифтов [Potter, 1984; Suczek, Ingersoll, 1985].

Хорошим примером может быть такого рода исследование, выполненное для Южной Америки [Potter, 1984]. Ее западное побережье – активная окраина андийского типа, восточное – пассивная окраина островодужного типа, а в Карибском регионе располагаются обширные области с корой переходного типа (рис. 137). Петрографическое изучение 200 проб песка, взятого из береговой зоны, показало, что основная часть его происходит из рек и что береговая абразия играет совсем небольшую роль [Potter, 1984].

В Южной Америке имело место только горное оледенение, что важно для интерпретации данных, поскольку при покровном оледенении состав песков оказывается сме-



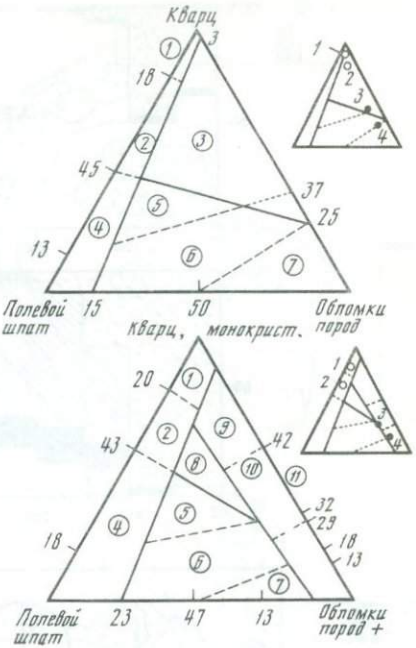


Рис. 137. Типы континентальных окраин и главные тектонические элементы Южной Америки [Potter, 1984]

Западное и Северное побережья – активная окраина, Восточное – пассивная окраина

Рис. 138. Минеральные комплексы окраин разного типа. Южная Америка [Potter, 1984]

Тектонические обстановки, установленные при анализе минерального состава песков: *1* – внутренние области кратона; *2* – переходные континентальные; *3* – рециклиты орогенных областей; *4* – островодужные с континентальной корой; *5* – переходные островодужные; *6* – островодужные с океанской корой; *7* – смешанные; *8* – смешанные рециклиты; *9–10* – рециклиты; *11* – переходные. В малых треугольниках: *1* – средний состав песков пассивных окраин от р. Лаплата до о-ва Тринидад; *2* – береговых песков к западу от Карибского моря; *3* – побережье Аргентины, пески (активная тихоокеанская окраина); *4* – побережье Южной Америки

шанным. В береговой зоне состав песков, вынесенных отдельными реками, смешивается, получается как бы интегральная проба для отдельных частей материка.

Петрографически определялись кварц, полевой шпат и обломки пород, а также доминирующие типы обломков пород (рис. 138). Четко выделяется высокими содержаниями обломков пород и невысокими содержаниями кварца и полевых шпатов активная андийская окраина. Для пассивной окраины атлантического типа характерно высокое содержание кварца. В том, что это не связано с ошибками при подсчете частиц разной крупности, убеждает анализ опорных проб, где подсчеты выполнены по фракциям. На примере аллювиальных песков Амазонки и Ориноко можно видеть, что вниз по течению аллювиальные пески обычно обогащаются наиболее стойкими минералами (рис. 139).

Тесные связи между минеральным составом песков и тектоникой литосферных плит в области их коллизии были установлены для Индийской плиты. Исследования были проведены для системы Ганга – Брахмапутры и конуса выноса Бенгальского залива [Grahom et al., 1975a], а также для системы р. Инд и Аравийского моря [Suczek et al., Ingersoll, 1985] с использованием данных глубоководного бурения и наземных исследований.

В конечном счете удалось на основании соотношений трех важнейших компонентов песков и песчаников установить тектонические провинции (рис. 140), а на основе более детального изучения литических зерен еще более детализировать тектоническую обстановку.

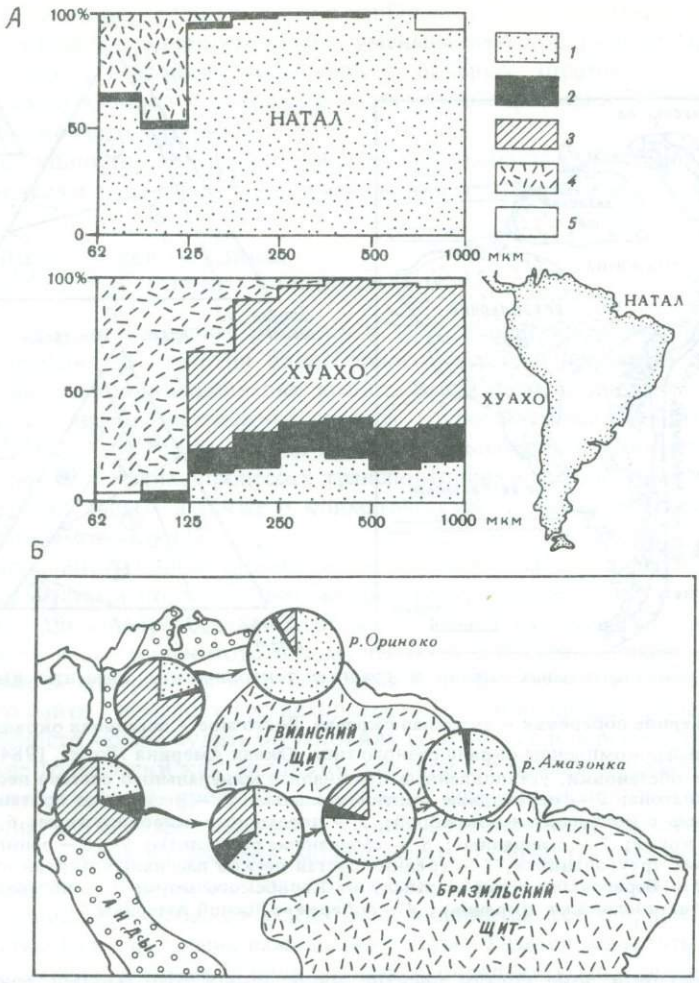


Рис. 139. Связь минерального состава с крупностью частиц песков и обогащение песков рек вниз по течению. На примере двух районов Южной Америки (*А*) и рек Амазонки и Ориноко [Potter, 1984] (*Б*)

А – изменение минерального состава береговых песков (положение точек отбора – на врезке) в зависимости от гранулометрического состава. *1* – кварц; *2* – полевой шпат; *3* – обломки пород; *4* – тяжелые минералы; *5* – прочие

Б – изменение минерального состава песков вниз по течению р. Ориноко и Амазонки. Условные обозначения, как на *А*

Число примеров можно было бы увеличить, ряд исследований в этом направлении выполнен и в СССР. Важно подчеркнуть то обстоятельство, что тектоника плит предопределяет минеральный состав песков (а также и более тонких фракций осадков). Она, таким образом, действует наряду с климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью. Это один из определяющих факторов состава осадочного вещества, тектонические события как бы записываются составом осадков и осадочных пород.

Дополнительные исследования петрографии песков были выполнены для 47 колонок, полученных близ активной окраины Перу, Чили, Центральной Америки, а также в Магеллановом проливе [Yerino, Magnard, 1984]. Изучалась фракция мелкого песка как наиболее представительная в минералогическом отношении. Исследования минералов велись по системе QFL кварц–полевые шпаты–лититы или QFR кварц–полевые

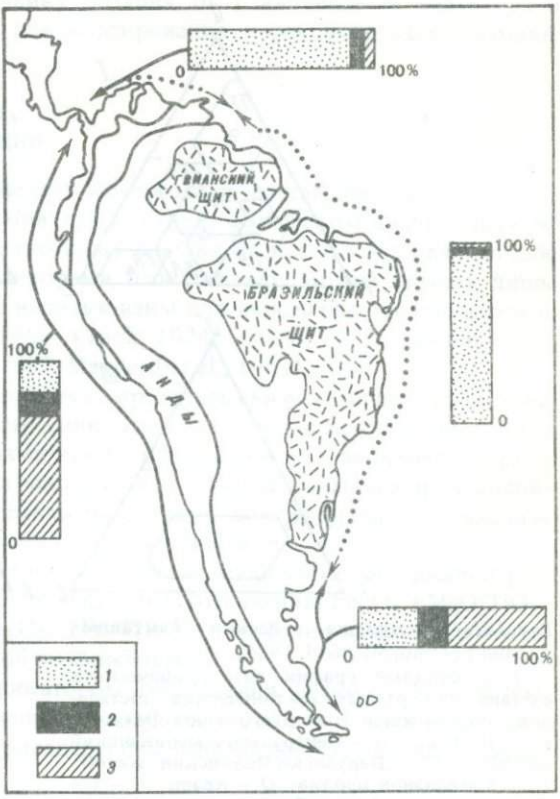


Рис. 140. Тектонические провинции Южной Америки, выделенные на основе минералогического анализа прибрежных песков [Potter, 1984]. Показано соотношение породообразующих минералов:

1 — кварц, *2* — полевой шпат; *3* — обломки пород

шпаты–обломки пород). В последнем случае к обломкам пород относились все полиминеральные зерна, а также вулканические стекла. Это исследование показало, что минеральный состав песков тесно связан с тектонической позицией изучаемого региона. В частности, различаются пески типичной активной окраины (Перуанско-Чилийский район), пески переходные от континентальной к островодужной окраине (Центрально-Американский район) и переходные от активной континентальной окраины к окраине трансформного типа (Магелланов пролив) (рис. 141). Как видно, поле песков активных континентальных окраин частично перекрывается с полем преддуговых бассейнов (осадочной террасы) островных дуг. Количество литических компонентов (в том числе и вулканических стекол) возрастает в соответствии с расположением очагов вулканизма (рис. 142), что может быть использовано при палеоокеанологических реконструкциях.

Для всей зоны характерно:

1. Очень низкое содержание кварца в песках.

2. Средний состав песков в системе $Q_{18}F_{44}L_{38}$ (цифры отвечают процентному вкладу данного минерала); близ Центральной Америки $Q_3F_{21}L_{76}$; близ берегов Миссисипи [Enkeball, 1982] и Гватемалы – $O_{31}F_{50}L_{19}$.

3. В полевошпатовой части типично резкое преобладание плагиоклазов над К-полевым шпатом. Средний состав плагиоклазов An_{28}, что соответствует среднему составу плагиоклазов на активных окраинах, определенному ранее (An_{30}).

4. Типична бимодальность качественного состава плагиоклазов с двумя пиками на An_{30} и An_{40}.

Таким образом, по минеральному составу песков четко выделяются отложения активных окраин на всех уровнях лавинной седиментации; поскольку лавинная седиментация на уровне ЛС-3 идет только близ активных окраин, то минералого-петрографическое исследование позволяет выделять эту тектоническую обстановку в разрезах геологического прошлого.

Что касается алевритовых и пелитовых фракций осадков областей лавинной седиментации, то для алевритов, которые сложены зернами минералов исходных пород, закономерности в общем те же, что и для мелких песков, но в мелкоалевритовой фракции набор минералов уменьшается в связи с влиянием выветривания.

С особенной силой влияние выветривания (и, таким образом, климатической зональности) сказывается на минеральном составе пелитовой фракции. Комплексы глинистых минералов, а также тонкодисперсных обломочных минералов распределены в осадках в соответствии с законами зональности, хотя некоторые нарушения на уровне региональном и локальном неизбежны [Лисицын, 1978].

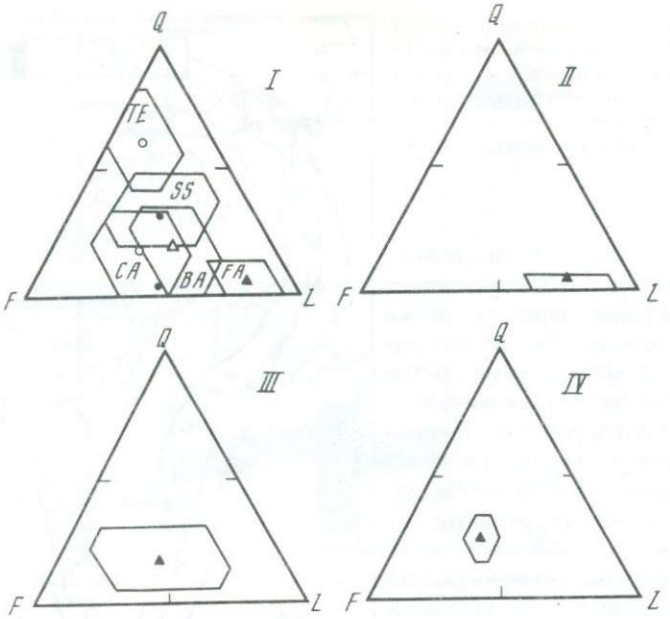


Рис. 141. Петрография песков активных окраин [Yerino, Maynard, 1984]

I – сводный график петрографического состава для разных тектонических обстановок, построенный для всего мира [Maynard et al., 1982]; *II* – Центрально-Американский желоб; *III* – Перуанско-Чилийский желоб; *IV* – Магелланов пролив; *Q* – кварц; *F* – полевые шпаты; *L* – обломки пород; *TE* – ведомый край; *SS* – страйк-слип; *CA* – островные дуги с корой континентального типа; *BA* – заостроводужный бассейн; *FA* – преддуговый бассейн. Точки – среднее значение для полигонов

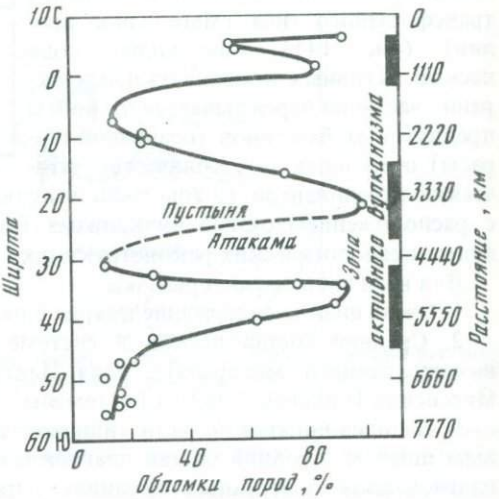


Рис. 142. Распределение обогащенных обломками пород песков (лититов) на меридиональном разрезе вдоль Перуанско-Чилийского желоба от 60 ю.ш. до 10° с.ш. Максимумы совпадают с областями современного – голоценового вулканизма на активной окраине [Yerino, Maynard, 1984]

Поскольку отложения трех уровней лавинной седиментации питаются из одного источника, а именно устьев рек, то для них и в локальном, и региональном масштабах прослеживается четкая связь по вертикали (от поверхности до пелагиали): единство минерального состава обломочных и пелитовых фракций на ЛС-1, ЛС-2 и ЛС-3, обусловленное единством питающей провинции – реки. По мере перехода от одной питающей провинции к другой, т.е. при движении вдоль берега и склона от одной реки к другой, комплексы минералов меняются.

Эта вертикальная связь областей лавинной седиментации на всех трех уровнях и резкая изменчивость в латеральном направлении, т.е. вдоль берега – склона, представляет собой одну из важных закономерностей, которая определяется тем, что тяжелые гравититы центростремительно перемещаются по нормали к берегу. Движения вод, перемещающие седиментиты нередко на значительные расстояния, для гравититов сколько-нибудь заметной роли не играют. Эта локальная и региональная приурочен-

ность гравититов всех уровней к источнику питания ЛС-1 является их характерной чертой, которая может использоваться для картирования и реконструкции условий древних бассейнов.

ГЕОХИМИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ОБЛАСТЯХ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Если тектоническая обстановка определяет минеральный состав песков, то вполне естественно, что это влияние должно выявляться и при химическом анализе песков и более тонких осадков. Данные по химическому составу песков использовались для выяснения связей с тектоническими факторами недостаточно. Можно назвать лишь несколько работ, в которых эти данные использованы для выяснения тектонического типа бассейна седиментации [Middleton, 1960; Crook, 1974; Schwal, 1975; Johnson et al., 1978; Bachmanna, Laggett, 1982; Enkeball, 1982; Maynard et al., 1982].

В работе Батя [Bhatia, 1983] сделана попытка определить связи химического состава песков и песчаников (результаты полного силикатного анализа с исключением летучих компонентов) для следующих динамических обстановок: 1) активных окраин (островодужные с океанской корой и островодужные с континентальной корой, андийского типа; 2) пассивных окраин; использована техника дискриминантного анализа для 11 компонентов химического состава песков и песчаников.

Оказалось, что наиболее показательными являются не процентные содержания различных элементов, а суммы некоторых компонентов и их отношения: $Fe_2O_3 + MgO/TiO_2$; Al_2O_3/SiO_2, K_2O/Na_2O; $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ (Fe, Ti и Al – особенно важные элементы для такого исследования в связи с их малой подвижностью).

Отношение Al_2O_3/SiO_2 является индикатором обогащения песчаников кварцем, а отношение K_2O/Na_2O отвечает содержанию К-полевых шпатов и К-слюды в песчаниках, т.е. значения сопоставляются с определением минерального состава в системе QFL или QFR.

$Al_2O_3/(CaO + MgO)$ отвечает соотношению наименее подвижной и наиболее подвижной групп элементов.

Оказалось, что в общем отмечаются снижение значений $Fe_2O_3 + MgO/TiO_2$, Al_2O_3/SiO_2 и повышение K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ в ряду островные дуги с океанской корой → островные дуги с континентальной корой → активные окраины континентов (андийский тип) → пассивные окраины.

Песчаники и пески островных дуг с океанской корой (табл. 7) характеризуются высоким содержанием $Fe_2O_3 + MgO$ (8–14%), высоким содержанием TiO_2 (0,8–1,4%), высоким отношением Al_2O_3/SiO_2 (0,24–0,33%). Низкие значения типичны для K_2O/Na_2O (0,2–0,4%) и $Al_2O_3/CaO + Na_2O$) (от 1 до 2) (рис. 143).

Пески и песчаники островных дуг с континентальной корой (табл. 8) отличаются от дуг с океанской корой более низкими значениями $Fe_2O_3 + MgO$ (5–8%), TiO_2 (0,5–0,7%), Al_2O_3/SiO_2 (0,15–0,20%), а также более высокими K_2O/Na_2O (0,4–0,8%), $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$.

Много примеров подобных песчаников и песков имеется для Тихого океана (см. табл. 8), причем такой состав характерен не только для отложений, попадающих в желоба со стороны островной дуги, но также и для песков заостроводужных бассейнов. Они связаны с фельзитовым материалом Са-щелочного вулканизма островных дуг.

Для песков активных континентальных окраин (андийский тип) (табл. 9), в отличие от островных дуг с континентальной корой, характерны более низкие значения $Fe_2O_3 + MgO$ (2–5%), TiO_2 (0,25–0,45%), Al_2O_3/SiO_2 (0,1–0,2%) и более высокие K_2O/Na_2O. Эти пески и песчаники образуются от смешения материала гранито-гнейсов древнего цоколя континентов и продуктов кислого вулканизма.

Наконец, пески пассивных окраин (табл. 10) по составу очень четко разделяются от песков активных окраин всех типов. Это связано с тем, что в них большую роль играет материал, многократно затронутый переработкой (рециклиты) и поэтому

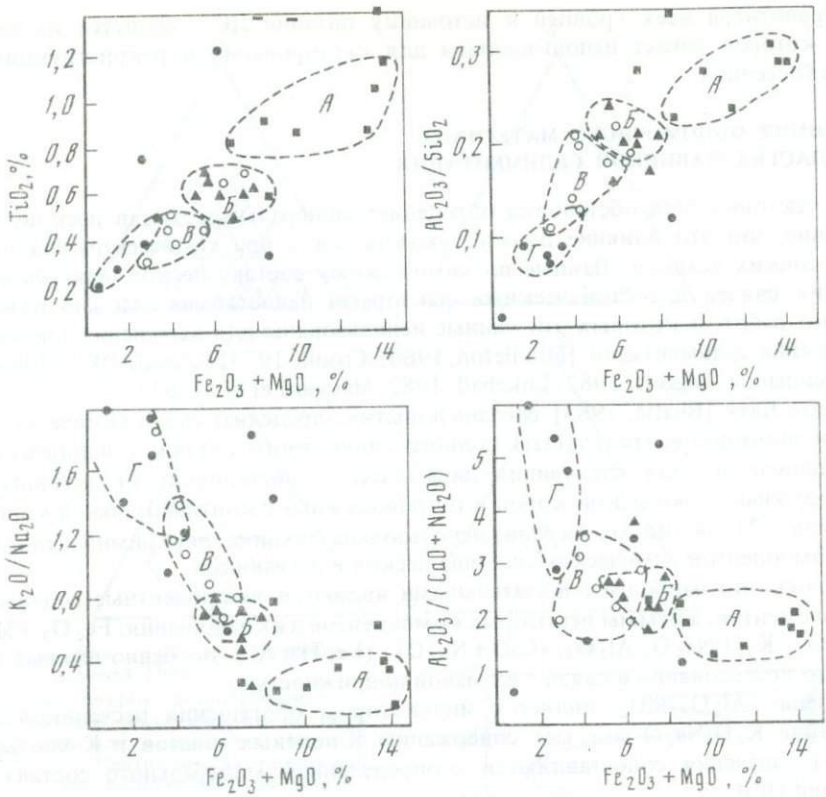


Рис. 143. Изменение химического состава песков и песчаников первого глобального уровня в зависимости от тектонических условий [Bhatia, 1983]

Активные окраины: *А* – островные дуги с корой океанского типа (квадраты); *Б* – островные дуги с корой континентального типа (треугольники); *В* – активные окраины континентов (звездочки); *Г* – пассивные окраины (кружки)

обогащенный кварцем, и, наоборот, обедненный нестойкими минералами, в первую очередь полевыми шпатами. Это находит отражение в химическом составе. К данной группе относятся пески и песчаники Русской и Северо-Американской платформ, изученные А.Б. Роновым и А.А. Мигдисовым [Ronov, Migdisov, 1971] и А.Б. Роновым [1961, 1980].

В ряде случаев, как видно на рис. 143, состав отложений пассивных окраин перекрывается с отложениями активных окраин. Средний химический состав песков и песчаников активных и пассивных окраин приведен в табл. 11.

Отложения третьего уровня лавинной седиментации (глубоководные желоба) выделяются, таким образом, в отличие от отложений наиболее распространенной тектонической обстановки – пассивных окраин, кроме указанных выше соотношений, более низким содержанием кремнезема (что соответствует более низкому содержанию кварца при изучении минерального состава) и более высоким содержанием окислов алюминия, титана, кальция.

Показательными индикаторами тектонической обстановки оказываются также малые элементы, в особенности малоподвижные La, Ce, Th, Zr, Nd, Y, Sc, Co, Ti [Bhatia, Crook, 1986]. Если расположить в ряд граувакки главных тектонических областей (островные дуги с океанской корой ⟶ островные дуги с континентальной корой ⟶ активные окраины континентов ⟶ пассивные окраины континентов), то в нем отмечается закономерный рост содержания легких редкоземельных элементов, а также Th и Nb, отношения Ba/Sr, Rb/Sr, La/Y, Ni/Co. Одновременно в том же направ-

Таблица 7

Средний состав песчаников. Активные дуги с корой океанского типа [Bhatia, 1983, Лисицын, 1978] (№ – число анализов; данные Батя)

Окислы и их отношения	Современные осадки и породы			Древние породы						
	Камчатка и Курильские о-ва, пески	Андезиты островных дуг	Современ-задуговые пески	Аляска, граувакки Уайн	Аляска, граувакки Киррент	Восточная Австралия, песчаники Тамуорт	Австралия, девон, песчаники, формации Болдуин	Новая Гвинея, миоцен, граувакки Напере	Новая Зеландия, триас, граувакки Таринга-тура	О-в Сардиния, граувакки центральной части острова
	№ = 67		№ = 9	№ = 1	№ = 4	№ = 1	№ = 10	№ = 1	№ = 1	№ = 29
SiO_2	57,71	59,5	62,0	66,19	63,45	59,20	57,56	59,22	58,49	57,34
TiO_2	0,83	0,70	–	0,60	0,83	0,87	1,17	0,93	1,41	1,06
Al_2O_3	17,16	17,2	15,0	15,32	17,50	16,37	16,53	20,37	16,95	16,49
Fe_2O_3	4,45*	6,78*	7,7*	8,69*	6,31*	1,73	1,74	2,68	1,31	8,82*
FeO	–	–	–	–	–	5,02	7,69	2,62	7,70	–
MnO	0,16	0,15	–	0,14	0,12	0,26	0,17	0,09	0,13	0,14
MgO	3,41	3,42	3,8	4,80	2,70	2,74	3,9	2,91	4,06	4,87
CaO	6,78	7,03	6,7	5,06	2,67	7,62	5,28	6,53	3,67	5,14
Na_2O	3,25	3,68	3,8	4,07	4,88	4,78	5,05	2,42	4,60	4,13
K_2O	1,24	1,60	1,4	1,72	1,33	1,16	0,70	1,91	1,67	1,75
P_2O_5	–	–	–	0,29	0,20	0,18	0,24	0,31	0,31	0,29
Fe_2O_3 + MgO	7,86	10,2	11,5	8,7	7,01	10,03	14,18	8,5	13,92	13,69
$Al_2O_3/Si\,O_2$	0,3	0,29	0,24	0,23	0,28	0,28	0,29	0,34	0,29	0,29
K_2O/Na_2O	0,38	0,43	0,37	0,22	0,23	0,24	0,14	0,78	0,36	0,42
$Al_2O_3/(Na_2O$ + + CaO)	1,71	1,61	1,43	1,91	2,31	1,30	1,60	2,28	2,05	1,77

*Железо пересчитано на Fe_2O_3.

Таблица 8

Средний состав песков и песчаников. Островные дуги с корой континентального типа [Bhatia, 1983; Лисицын, 1978] (№ – число анализов; данные Батя)

Окислы и их отношения	Современные осадки и породы			Древние породы						
	Андезиты	Граниты	Современные задуговые пески № = 27	Среднее для граувакк № = 61	Восточная Австралия, песчаники палеозоя № = 29	Новая Зеландия, песчаники раннего мезозоя № = 14	Аляска, мел, граувакковая формация № = 4	Тихоокеанское побережье, Орегон, эоцен, граувакки Тай № = 3	Тихоокеанское побережье, франсисканская формация № = 21	Тихоокеанское побережье, пески р. Колумбии № = 68
SiO_2	59,5	72,60	69,0	69,63	74,38	71,5	72,92	66,6	70,1	68,69
TiO_2	0,70	0,29	–	0,63	0,66	0,6	0,61	0,69	0,5	0,83
Al_2O_3	17,2	13,90	14,0	14,09	12,25	14,7	12,29	15,9	14,0	14,41
Fe_2O_3	6,78*	2,63*	4,5*	1,67	1,04	1,0	5,73*	2,2	1,2	4,87*
FeO	–	–	–	3,65	2,96	2,6	–	3,1	3,1	–
MnO	0,15	0,05	–	0,10	0,08	0,1	0,11	0,04	0,1	0,10
MgO	3,42	0,55	2,4	2,19	1,49	1,2	1,72	2,8	2,3	2,07
CaO	7,03	1,55	4,4	2,61	2,66	1,9	2,49	3,0	2,5	3,52
Na_2O	3,68	3,60	3,6	3,02	2,52	3,6	3,15	3,0	3,7	3,00
K_2O	1,60	4,20	2,0	2,09	1,82	2,5	0,83	2,4	1,8	2,18
P_2O_5	–	–	–	0,21	0,12	0,2	0,17	0,19	0,1	–
Fe_2O_3* + MgO	10,2	3,18	6,9	7,91	5,81	5,09	7,45	5,64	6,94	6,94
Al_2O_3/SiO_2	0,29	0,19	0,20	0,21	0,16	0,21	0,17	0,24	0,20	0,21
K_2O/Na_2O	0,43	1,16	0,55	0,69	0,72	0,69	0,26	0,80	0,48	0,73
$Al_2O_3/(Na_2O + CaO)$	1,61	2,7	1,75	2,76	2,36	2,67	2,18	2,65	2,28	2,21

*Железо пересчитано на Fe_2O_3.

Таблица 9

Средний состав песков и песчаников. Активные окраины андийского типа [Bhatia, 1983; Лисицын, 1978] (№ – число анализов; данные Батя)

Окислы и их отношения	Андезиты	Граниты	Средний риолитовый песок № = 4	Современные пески активных окраин континентов № = 15	Калифорния, голоцен, песчаники бассейна Салтон № = 6	Восточная Австралия, песчаники, палеозой, свита Ходкинсон № = 10	Калифорния, эоцен–олигоцен, песчаники Сан-Инез № = 26	Штат Нью-Йорк, граувакки Ренселер № = 119	Среднее для песчаников № = 32
SiO_2	59,5	72,60	72,96	69,0	71,66	78,55	71,98	72,72	80,18
TiO_2	0,70	0,29	0,51	–	0,39	0,45	0,45	0,66	0,31
Al_2O_3	17,2	13,90	14,76	15,0	14,13	11,08	13,27	12,97	9,04
Fe_2O_3	6,78	2,63	0,73	4,1*	1,75	0,64	1,84	5,12	1,56
FeO	–	–	2,32	–	1,17	2,00	1,71	–	0,73
MnO	0,15	0,05	0,05	–	0,05	0,05	0,06	0,08	0,28
MgO	3,42	0,55	0,69	1,9	1,24	0,93	1,79	1,55	0,52
CaO	7,03	1,55	1,59	4,2	3,17	1,19	2,76	1,65	2,81
Na_2O	3,68	3,60	2,62	3,8	3,05	2,32	3,17	2,84	1,56
K_2O	1,60	4,20	3,67	2,6	3,28	2,71	2,84	2,27	2,91
P_2O_5	–	–	0,03	–	0,06	0,08	0,14	–	0,1
Fe_2O_3* + MgO	10,2	3,18	13,99	6,0	4,2	3,79	5,5	6,67	2,89
Al_2O_3/SiO_2	0,29	0,19	0,21	0,22	0,20	0,14	0,18	0,18	0,11
K_2O/Na_2O	0,43	1,16	1,40	0,68	1,08	1,17	0,89	0,80	1,86
$Al_2O_3/(Na_2O$ + + CaO)	1,61	2,7	3,51	1,88	2,27	3,15	2,23	2,88	2,07

*Железо пересчитано на Fe_2O_3.

Таблица 10

Средний состав песков и песчаников. Пассивные окраины [Bhatia, 1983; Лисицын, 1978] (№ – число анализов; данные Батя)

Окислы и их отношения	Современные осадки и породы			Древние породы						
	Граниты	Средний песок пассивных окраин	Восточная Австралия, палеозой, песчаники свиты Бендиго	Восточная Австралия, палеозой, песчаники свиты Кукман	Геосинклинали Тасмании, граувакки	Новая Зеландия, граувакки Гринленд	Канада, пески Чарни	Среднее для кварцевых аренитов	Среднее для литоаренитов	Среднее для песков (Cm–Q) Северо-Американской и Русской платформы
		№ = 29	№ = 7	№ = 7	№ = 24	№ = 6	№ = 4	№ = 26	№ = 20	
SiO_2	72,60	78,0	85,69	87,80	88,82	74,23	71,50	96,60	72,90	86,25
TiO_2	0,29	–	0,50	0,28	0,39	0,69	1,21	0,20	0,33	0,76
Al_2O_3	13,90	9,8	7,53	8,07	5,88	12,55	13,40	1,10	8,93	6,17
Fe_2O_3	2,63*	2,9*	0,56	0,54	0,39	0,91	1,30	0,40	4,19	1,52*
FeO	–	–	1,63	0,49	1,35	3,79	3,60	0,20	1,54	–
MnO	0,05	–	0,02	0,03	0,02	0,06	0,10	–	0,11	–
MgO	0,55	1,3	1,01	0,40	0,83	2,39	1,00	0,10	2,65	1,17
CaO	1,55	4,1	0,19	0,10	0,39	0,90	1,00	1,60	6,84	1,07
Na_2O	3,60	1,9	1,39	0,91	0,69	1,51	2,80	0,10	0,99	1,03
K_2O	4,20	2,0	1,33	1,31	1,18	2,76	1,60	0,20	1,43	1,99
P_2O_5	–	–	0,13	0,08	0,09	0,20	0,14	–	0,11	0,08
$Fe_2O_3 + MgO$	3,18	4,2	3,38	1,48	2,72	7,51	6,30	0,62	8,55	2,69
Al_2O_3/SiO_2	0,19	0,13	0,09	0,09	0,07	0,17	0,19	0,001	0,12	0,08
K_2O/Na_2O	1,16	1,2	0,96	1,42	1,71	1,82	0,57	2,0	1,44	1,93
$Al_2O_3/(Na_2O + CaO)$	2,7	1,6	4,76	7,99	5,4	5,23	3,52	0,64	1,14	2,93

* Железо пересчитано на Fe_2O_3.

Таблица 11

Средний химический состав песков и песчаников из различных геодинамических провинций [Bhatia, 1983]

Окислы и их отношения	Активные окраины						Пассивные окраины	
	Островные дуги с океанской корой		Островные дуги с континентальной корой		Окраины андийского типа			
	$\bar{x}$	± *sd*	$\bar{x}$	± *sd*	$\bar{x}$	± *sd*	$\bar{x}$	± *sd*
SiO_2	58,83	1,6	70,69	2,6	73,86	4,0	81,95	6,2
TiO_2	1,06	0,2	0,64	0,1	0,46	0,1	0,49	0,2
Al_2O_3	17,11	1,7	14,04	1,1	12,89	2,1	8,41	2,2
Fe_2O_3	1,95	0,5	1,43	0,5	1,30	0,5	1,32	1,6
FeO	5,52	2,1	3,05	0,4	1,58	0,9	1,76	1,2
MnO	0,15	–	0,10	–	0,10	–	0,5	–
MgO	3,65	0,7	1,97	0,5	1,23	0,5	1,39	0,8
CaO	5,83	1,3	2,68	0,9	2,48	1,0	1,89	2,3
Na_2O	4,10	0,8	3,12	0,4	2,77	0,7	1,07	0,6
K_2O	1,60	0,6	1,89	0,5	2,90	0,5	1,71	0,6
P_2O_5	0,26	0,1	0,16	0,1	0,09	–	0,12	–
$Fe_2O_3 + MgO$	11,73	–	6,79	–	4,63	–	2,89	–
Al_2O_3/SiO_2	0,29	–	0,20	–	0,18	–	0,10	–
K_2O/Na_2O	0,39	–	0,61	–	0,99	–	1,60	–
$Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$	1,72	–	2,42	–	2,56	–	4,15	–

лении снижаются содержания V, Sc и отношения Ba/Rb, K/Th, K/U. Очень высокими дискриминационными возможностями отличаются модульные отношения Ti/Zr, La/Sc, La/Y, Sc/Cr.

Для химического состава обломочной и пелитовой частей осадков областей лавинной седиментации характерна та же вертикальная преемственность, что и для минерального состава, поскольку питание идет из одного устьевого источника, а механическая дифференциация в областях лавинной седиментации, где господствуют гравититы, проявляется очень слабо.

Исходный материал из устьев рек центростремительно (по нормали к берегу и склону) опускается на все более низкие батиметрические уровни. Так же как и по минеральному составу, устьевые области разных рек и привязанные к ним подводные конусы выноса и шлейфы турбидитов имеют свою локальную и региональную специфику. Эти тесные связи по вертикали (от устья до пелагических частей океана) и изменчивость в латеральном направлении (при движении вдоль берега или склона) — одна из характернейших особенностей минерального и химического состава гравититов, которая может использоваться при их картировании в разрезах геологического прошлого.

БИОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ В ОБЛАСТЯХ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО, ПРОЦЕССЫ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ, ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Другой важной составляющей осадков этих областей является биогенный материал. В целом его вклад значительно меньше, чем терригенного: в области лавинной седиментации это области концентрации главным образом терригенного вещества. Однако важная роль биогенного материала, и в особенности органического вещества, состоит в том, что он определяет процессы преобразования осадочного вещества (диагенеза и катагенеза), окаменения осадочных отложений и их превращения в прочные горные породы, которые не могут уже участвовать в гравитационных перемещениях и для разрушения которых необходимо длительное воздействие разнообразных факторов. Органическое вещество определяет и аутигенное минералообразование, состав иловых вод и направленность и скорость изменений осадочного вещества, накопление нефти и газа в осадочных толщах.

Особенно большое значение имеет то, что отложения первого и второго уровней лавинной седиментации в целом на порядок и более обогащены органическим веществом сравнительно с пелагическими осадками. Если учесть, что среднее содержание $C_{орг}$ в пелагических осадках составляет около 0,25%, а в отложениях областей лавинной седиментации 2–5% (а в ряде мест и больше 20%) и принять во внимание колоссальные скорости накопления осадочного вещества в областях лавинного осадконакопления, то становится очевидным, что главная часть органического вещества планеты сосредоточена именно в зонах лавинной седиментации. Именно здесь поэтому должны быть сосредоточены главные месторождения нефти и газа, а также других каустобиолитов. Этим предопределяется огромное практическое значение исследования зон лавинной седиментации для поисков полезных ископаемых, о чем будет сказано в своем месте.

Кроме органического вещества с биогенным материалом поставляются в осадки $CaCO_3$ и $SiO_{2\,аморф}$. Темпы их поступления и особенность минерального состава определяются зональностью [Лисицын, 1978]. В частности, аридные зоны запретны для накопления кремнезема в пелагиали, но на шельфах и склоне в областях апвеллингов он накапливается лавинно.

Гумидные зоны — это области наибольших значений первичной продукции, являющейся главным количественным показателем интенсивности биогенных процессов. Аридные и ледовые зоны характеризуются значениями продукции на порядок и более низкими сравнительно с гумидными. По мере приближения к суше первичная продук-

ция возрастает (циркумконтинентальная зональность) во всех климатических зонах Мирового океана.

Вертикальная зональность особенно ярко прослеживается в распределении органического вещества, которое в основной своей части формируется в зоне фотосинтеза, т.е. близ поверхности океана. По мере опускания на глубины, в ходе нормальной седиментации, частицы органического вещества разлагаются, и в итоге донных осадков пелагиали достигают лишь ничтожные доли от исходного его количества на поверхности. Всякое увеличение содержания $C_{орг}$ сверх нормы 0,25–0,5% обычно связано в пелагиали с лавинной седиментацией, перемещением органического вещества не в форме отдельных частиц, опускающихся с поверхности, а в "законсервированном" в толщах гравититов виде.

По мере уменьшения столба воды, через который проходят частицы биогенного материала от мест их образования до захоронения, сохранность частиц в осадке повышается и оказывается максимальной на первом уровне лавинной седиментации – в устьях рек. Для осадков первого уровня типичны очень высокие содержания $C_{орг}$, а также биогенных элементов (N, P, SiO_2) в осадках, иловых водах и минералах.

Для сохранности $C_{орг}$ в отложениях важное значение имеет не только быстрое его поступление в осадки, но и быстрое захоронение в осадочных отложениях, уход из области окисления в наддонных водах. Поэтому оптимальные условия для накопления органики создаются там, где высокий темп поступления $C_{орг}$ сочетается с высоким темпом поступления терригенного осадочного материала (в особенности пелитового, который более надежно "запечатывает" органику в осадке, препятствует обмену кислородом с наддонной водой. Именно такие условия возникают в отложениях первого уровня лавинной седиментации. Эти отложения с некоторыми потерями $C_{орг}$ перемещаются со временем и на второй уровень.

Сказанное о поступлении и распределении $C_{орг}$ показывает, что особенно бла приятные условия для накопления его больших скоплений, которые дают начало месторождениям нефти и газа, существуют в гумидных зонах – в умеренных и экваториальной. По сочетанию ряда обстоятельств, умеренные зоны представляются даже наиболее благоприятными для образования крупных и гигантских месторождений.

Отложения первого уровня лавинной седиментации содержат в целом больше $C_{орг}$, чем второго уровня, и потому именно устьевые области древних рек умеренной зоны представляются наиболее перспективными для поисков нефти и газа, что подтверждается и практикой исследований последних десятилетий, когда этот признак стал учитываться при поисках.

Общее обогащение гравититов $C_{орг}$ сравнительно с седиментитами – это одна из отличительных особенностей гравититов. Степень обогащения меняется в зависимости от вида гравититов и, в общем, уменьшается в ряду оползни → зерновые потоки → высокоплотностные турбидитные потоки → низкоплотностные турбидитные потоки. Контурные потоки и их отложения (контуриты) занимают положение, переходное к седиментитам. Положение в ряду определяется тем, что чем больше разбавление гравитационного потока океанской водой – окислителем, тем больше в общем случае потери органического вещества. Это имеет место не только на стадии транспортировки, но и на последующей стадии отложения, когда иловые воды оказываются (после переноса на второй уровень) обогащенными наддонной водой с избытком кислорода, что влечет за собой распад дополнительных порций органики до наступления нового равновесия.

Весьма характерным оказывается состав органического вещества осадков областей лавинной седиментации. Изучение изотопного состава углерода в них (отношение $^{13}C/^{12}C$) показывает преобладание терригенной составляющей. Значительный вклад наземной растительности может быть определен и по ряду других показателей органического вещества. Среди форменных остатков органики особое значение имеет постоянное обогащение областей лавинной седиментации спорами и пыльцой наземных растений, а также остатками наземной растительности, лигнином.

Комплекс веществ, слагающих устойчивую оболочку спор и пыльцы наземных расте-

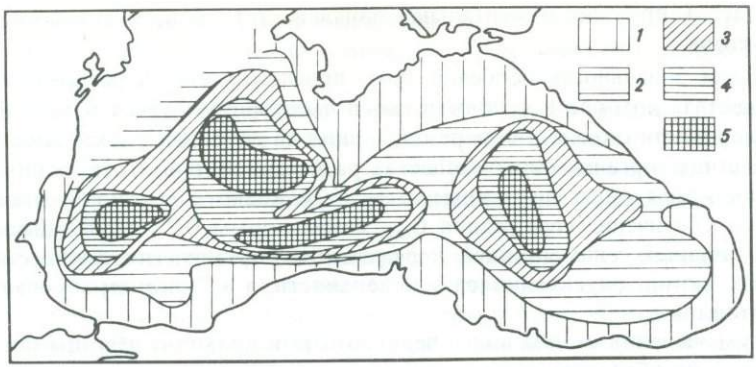


Рис. 144. Общая концентрация пыльцы и спор в поверхностном слое современных осадков (0–1 см) Черного моря [Комаров, 1986]

Содержание, тыс. экз./1 г сухого натурального осадка: *1* – меньше 1; *2* – от 1 до 5; *3* – от 5 до 50; *4* – от 50 до 100; *5* – от 100 до 200

ний, называют спорополенином [Галимов, Кодина, 1982]. Эти части наземных растений на 2–3% обогащены легкими изотопами углерода по сравнению с опорными тканями наземных растений. Поэтому присутствие в осадках значительного количества спор и пыльцы ведет к значениям $\delta^{13}C$ до 38 и даже 30‰, в то время как углефицированные остатки наземных растений в донных осадках имеют обычно значения $\delta^{13}C$ от 24 до 25‰.

Спорово-пыльцевой источник стойкого к разрушению органического вещества, как сейчас выясняется, имеет большое значение и в ряде мест является определяющим. Вклад аэрозольного компонента органического вещества, главным образом спор и пыльцы, как это ни парадоксально, на многих участках области лавинной седиментации оказывается решающим. Это подтверждается не только прямым изучением аэрозолей и донных осадков, подсчетом содержания спор и пыльцы в них (рис. 144, 145), но также и анализом изотопного состава углерода.

Наиболее значительное поступление спор и пыльцы имеет место в теплых частях гумидных зон на границе с аридными (семиаридные области), где значительное поступление аэрозолей совпадает с небольшим количеством атмосферных осадков. Таковы условия в Черном, Азовском и Аральском морях [Комаров, 1986; Вронский, 1979], а также в Марокканском заливе [Галимов, Кодина, 1982], в семиаридных районах Северной Атлантики (р-н Бермудского поднятия и др.), Индийского и Тихого океанов.

Судя по пыльцевой продуктивности и биомассе, наибольшее количество пыльцы в год поставляет каждый гектар хвойных лесов (ель, сосна). Пыльца хвойных отличается максимальной дальностью распространения и потому в больших количествах может проникать в моря и океаны, что подтверждается и прямым изучением аэрозолей над океаном. Таким образом, зона хвойных (тайги) и смешанных лесов поставляет в области лавинной седиментации наибольшие количества пыльцы.

В отличие от обычного органического вещества континентального происхождения гумино-лигнинового типа спорово-пыльцевой материал имеет кероген, обладающий высоким нефтематеринским потенциалом. Спорово-пыльцевой материал сочетает высокое содержание органики с исключительной ее стойкостью. Нефть, образующаяся из этого спорово-пыльцевого вещества, как было установлено, довольно широко распространена и характеризуется очень низкими значениями $\delta^{13}C$ – от 29 до 32‰.

Количественное распределение и видовой состав наземной растительности через споры и пыльцу, таким образом, накладывают свой отпечаток на накопление органического вещества в областях лавинной седиментации.

Первичная продукция наземных растений четко связана с климатической зональностью, что установлено давно, с зональностью также связаны и их биоценозы. Особое значение имеют хвойные растения не только потому, что дают много пыльцы,

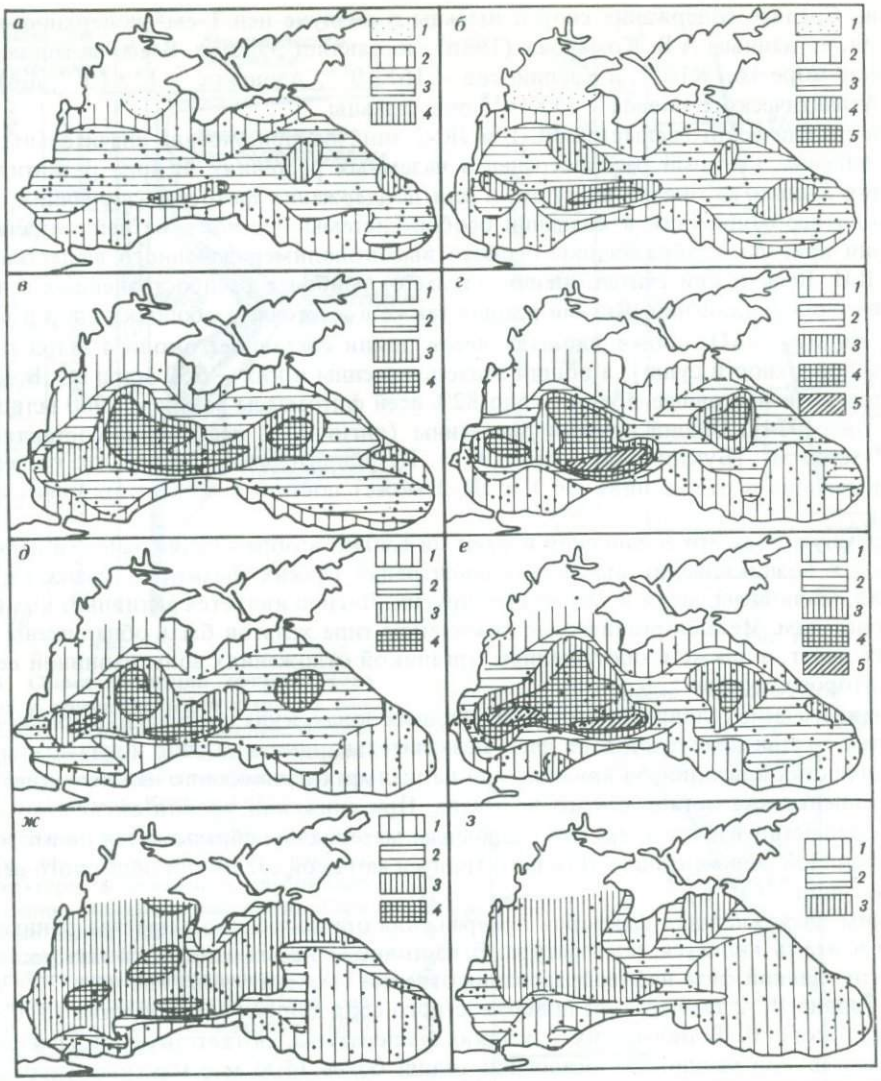


Рис. 145. Количественное распределение наиболее распространенных видов пыльцы в современных осадках Черного моря [Комаров, 1986]

Содержание, тыс. экз./1 г сухого осадка: *а* – Abies (*1* – отсутствует; *2* – от 0,01 до 0,1; *3* – от 0,1 до 0,5; *4* – от 0,5 до 0,1); *б* – Picea (*1* – отсутствует; *2* – от 0,01 до 0,1; *3* – от 0,1 до 0,5; *4* – от 0,5 до 0,1; *5* – более 1,0); *в* – Pinus (*1* – меньше 1; *2* – от 1 до 5; *3* – от 5 до 10; *4* – более 10); *г* – Fagus (*1* – менее 0,5; *2* – от 0,5 до 1,0; *3* – от 1,0 до 3; *4* – от 3 до 5; *5* – более 5); *д* – Quercus (*1* – менее 1; *2* – от 1 до 5; *3* – от 5 до 10; *4* – более 10); *е* – Carpinus (*1* – менее 0,5; *2* – от 0,5 до 1; *3* – от 1 до 2; *4* – от 3 до 5; *5* – более 5); *ж* – Chenopodiaceae (*1* – менее 0,5; *2* – от 0,5 до 1; *3* – от 1 до 5; *4* – более 5); *и* – Artemisin (*1* – менее 1; *2* – от 1 до 2; *3* – от 2 до 5)

но и потому, что их пыльца имеет воздушные мешки, проникает значительно дальше в океаны, чем пыльца других видов растений.

Интересны конкретные данные о поставке спор и пыльцы. Одно дерево сосны дает за 50 лет жизни около 6 кг пыльцы (120 г/год), а ели – около 20 кг (400 г/год). Подсчитано, что леса Швеции дают в год около 75 тыс. т пыльцы, которая в значительной своей части попадает в море [Манская, Кодина, 1975].

Прямые исследования содержания пыльцы и спор в водах рек бассейнов Черного и Каспийского морей показали, что 98–99% пыльцы поступает в моря и океаны с аэро-

золями. Среднее содержание спор и пыльцы в воздухе над 1 $см^2$ поверхности Черного моря, по данным А.В. Комарова (1986), составляет 398 экз. Всего за год поступает в Черное море $16,7 \times 10^{16}$, в Каспийское – 16×10^{16}, Азовское – 12×10^{16}, в западную часть Атлантического океана – 15×10^{18} экз. пыльцы.

Для органического вещества ЛС-1 и ЛС-2 типично присутствие значительных количеств лигнина, который распространен в наземных растениях. В ходе развития жизни растения вышли из океана на сушу, и для поддержания фотосинтезирующих органов возникла необходимость в создании особой системы – ствола, ветвей. Одревеснение растений привело к образованию особого высокополимеризованного вещества – лигнина. В.И. Вернадский считал лигнин одним из наиболее распространенных в природе органических соединений. Лигнин входит также в клеточные оболочки спор и пыльцы.

По данным ФАО, общая площадь лесов земли составляет около 4 млрд га (около 30% поверхности суши), а общий запас древесины в них – 350 млрд $м^3$. В лесах сосредоточено в настоящее время около 82% всей фитомассы земли – 1960 млрд т [Родин и др., 1974]. Общий прирост древесины (лигнина) в лесах мира составляет около 5,5 млрд $м^3$ [Букштынов и др., 1981]. Не удивительно поэтому, что общее количество лигнина в отложениях ЛС-1 и ЛС-2 может достигать 60% от органического вещества.

Огромную роль эти соединения играют не только в образовании залежей нефти и газа, но и в возникновении высоких концентраций редких элементов: урана, германия, ванадия, молибдена, меди и некоторых других. Лигнин является активным комплексообразователем. Металлорганические комплексы типа хелатов были обнаружены в отложениях дельт, а также в обогащенных органикой отложениях зоны лавинной седиментации второго уровня.

Специфические условия возникают в аридных зонах, куда поступление органического вещества с суши практически не идет, незначительна поставка спор и пыльцы по воздуху. В областях апвеллингов аридных зон на шельфах возникают очень высокие локальные концентрации органического вещества. При снижении уровня океана это органическое вещество вместе с другим осадочным материалом сбрасывается на второй уровень лавинной седиментации. Для него типичен морской состав органического вещества (по изотопии $^{13}C/^{12}C$).

Одним из важнейших факторов превращения органического вещества донных отложений в нефть является температура. В настоящее время можно считать установленным, что главной фазе нефтеобразования отвечает температура от +60 до +120° С. Обычно на уровне ЛС-2 температура поверхностного слоя донных осадков ниже +5° С, а в ряде мест около 0. В океанских осадках температуры, соответствующие главной фазе, достигаются при мощностях осадочной толщи более 1500 м с максимальными значениями в интервале от 2 до 3 км. Такие мощности, как отмечалось ранее, имеют место только в зонах ЛС-1 и ЛС-2. Зона мезокатагенеза, по Н.Б. Вассоевичу, отвечающая главной фазе нефтеобразования, определяется по шкале углефикации органического вещества, по значениям отражательной способности витринита в осадках (от 0,5 до 1,2) (рис. 146). Меняется также окраска керогена, меняется его состав в сторону роста обуглероженности и др. На стадии геохимической зрелости содержание битумоидов в отложениях достигает максимума, а в их составе углеводороды являются преобладающей фракцией.

Полученные до настоящего времени данные по глубоководному бурению осадочной толщи океана показывают, что до глубин 1600 м от поверхности дна органическое вещество осадков остается еще геохимически незрелым, оно не достигло стадии нефтеобразования, хотя, безусловно, доказано, что процесс превращений органического вещества идет по нефтяному ряду (рис. 147, 148). На этой глубине замеренная температура донных осадков составляет от +45 до +50° С. Ход геохимической эволюции органического вещества, изученный в кернах глубоководного бурения, позволяет утверждать, что осадочные отложения мощностью 2–2,5 км являются потенциально нефтеносными. В некоторых местах термальный метаморфизм приводит к изменениям по нефтяному

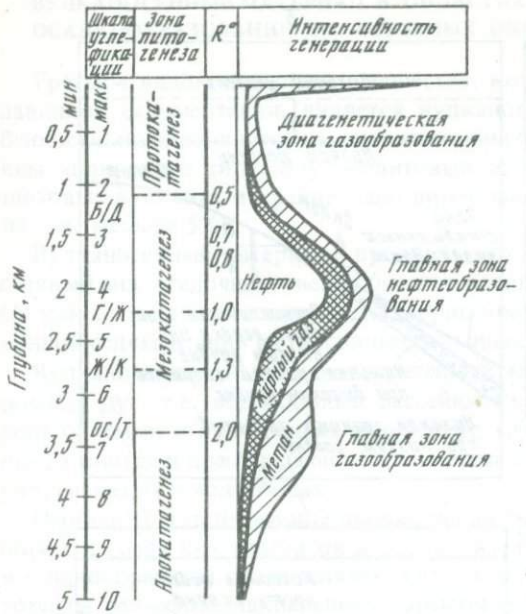


Рис. 146.

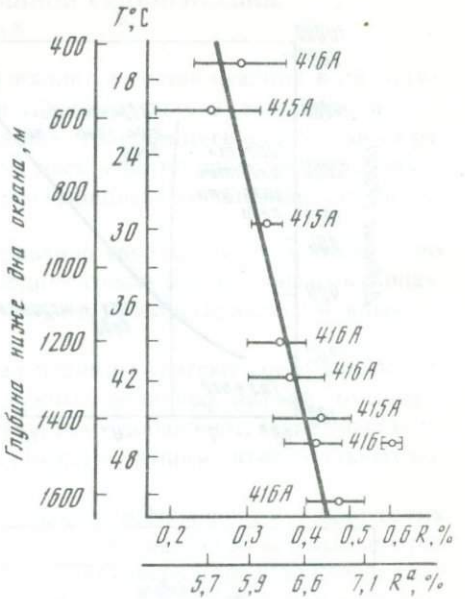


Рис. 147.

Рис. 146. Схема эволюции органического вещества и генерации нефти и газа на разных стадиях катагенеза с количественными подразделениями по шкале углефикации и отражательной способности витринита ($R°$) [Галимов, Кодина, 1982]

Рис. 147. Зависимость отражательной способности витринита ($R°$) от глубины и температуры в скважинах глубоководного бурения (показаны номерами). Горизонтальные линии отвечают разбросу данных. В скобках – интервалы для переотложенного органического вещества. По оси абсцисс – шкала отражательной способности в масле (R) и в воздухе (R^a) [Галимов, Кодина, 1982]

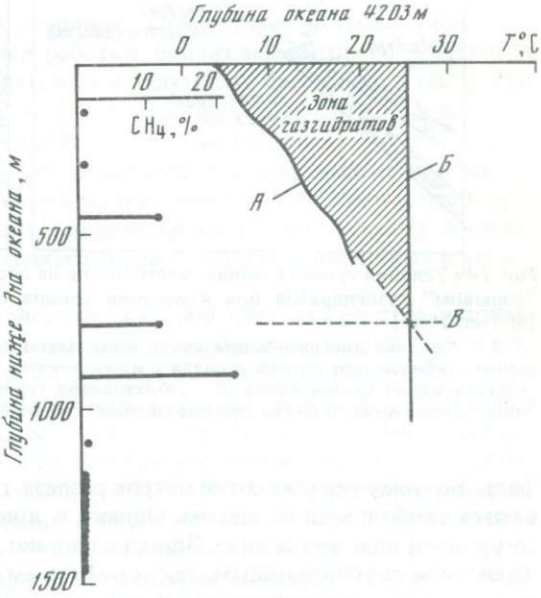


Рис. 148.

Рис. 148. Оценка зоны стабильности газогидратов – скв. 416-А глубоководного бурения, Марокканская впадина, Атлантический океан [Галимов, Кодина, 1982]

А – температурная кривая, полученная при изменениях в скважине. *Б* – линия *P–T* стабильности гидратов, определенная для данной скважины. *В* – предполагаемая нижняя граница зоны стабильности газогидратов. Точками показаны величины концентрации метана в кернах

ряду и на меньших глубинах с сильной гидротермальной деятельностью (Калифорнийский залив).

Для газообразования в океанских осадках важное значение имеет установленное при глубоководном бурении явление "растянутости" зоны сульфатредукции. Это обусловлено бедностью океанских осадков бактериальной флорой и низкими температурами, соответствующими температурам природного холодильника (около 0 – +2° С). Метанообразование, связанное с деятельностью метанообразующих бактерий, которые являются облигатными анаэробами, происходит ниже зоны исчерпания свободного суль-

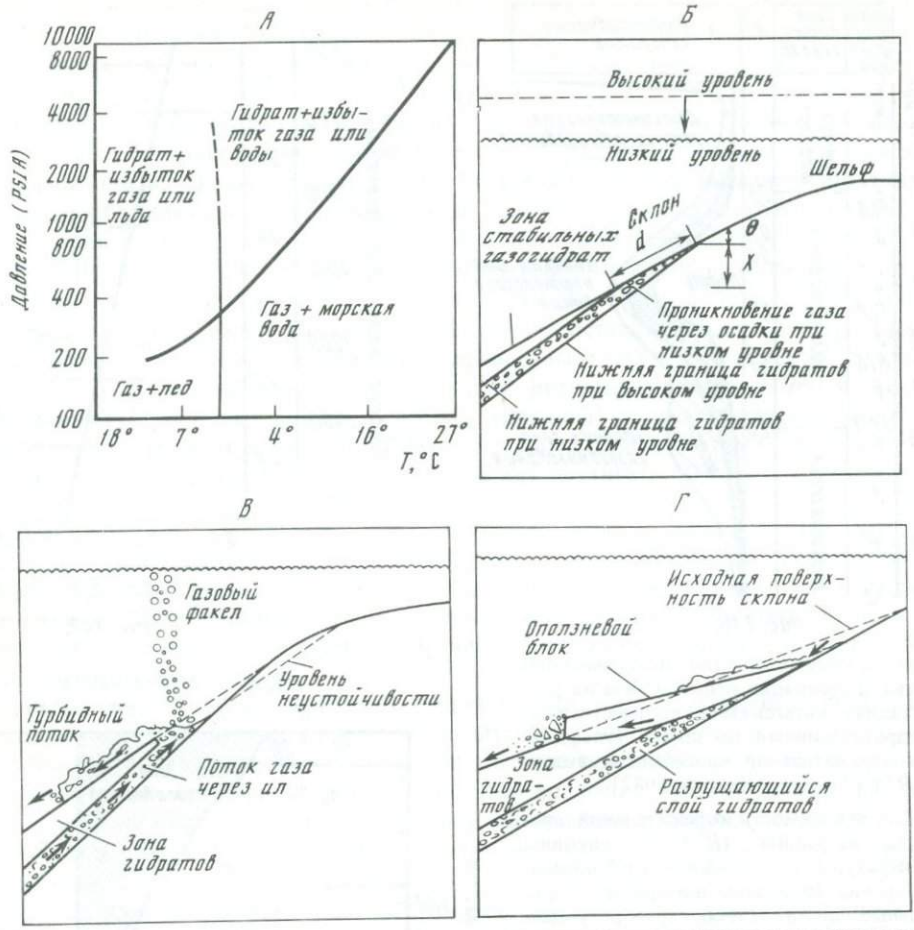


Рис. 149. Условия существования газогидратов на дне океана и сброс осадочного вещества со склонов "взрывом" газогидратов при изменении уровня океана (снижение давления в слое газогидрата [McIver, 1982]

А – фазовая диаграмма для смеси вода–метан при разных температурах и давлениях. *Б* – нарушение стабильности склона в связи с изменениями уровня океана и перемещением верхнего уровня существования газогидратов. *В* – образование турбидитного потока под действием газа. *Г* – образование оползневого блока при нарушении стабильности слоя газогидратов

фата. Поэтому верхние сотни метров разреза глубоководных океанских осадков оказываются свободными от метана. Однако в зоне лавинной седиментации первого и второго уровней положение иное. Здесь возникают значительные скопления газа, что подтверждено как глубоководным, так и нефтяным бурением. Особенно важным с точки зрения условий осадкообразований в зонах лавинной седиментации является образование слоев газогидратов. Они, в частности, образуют покрышки, непроницаемые для флюидов и газов, находящихся ниже данной поверхности, т.е. нефть и газ, находящиеся под такими покрышками газогидратных слоев, должны сохраняться. В этом коренная и очень важная с точки зрения перспективности на нефть и газ особенность отложений лавинной седиментации – в континентальных разрезах газ обычно теряется в результате непрерывного рассеяния.

На основе *P–T*-диаграмм, а также данных о конкретных значениях температуры и давления, на разрезах можно определить зону стабильности газогидратов. В кернах бурения в Марокканской котловине эта зона располагалась на глубине 750 м ниже дна океана (скв. 416А) (рис. 149).

ВУЛКАНОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ В ОБЛАСТЯХ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ. ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ НА АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ

Третьим видом осадочного вещества, который входит в состав осадков в областях лавинной седиментации, является вулканогенный. Главная часть вулканизма, в особенности эксплозивного, как известно, приходится на островные дуги и активные окраины андийского типа. Внутриплитовый вулканизм дает жидкие лавы, формирующие щитовые вулканы, и крайне мало пирокластики (коэффициент эксплозивности Ритмана – не меньше 5%).

Вулканогенный материал и продукты его выветривания (вулканотерригенный) – это главный вид осадочного вещества для лавинной седиментации на активных окраинах. Он как бы занимает здесь место терригенного материала, господствующего в зонах лавинной седиментации на пассивных окраинах.

Вулканогенный и вулканотерригенный материал целиком слагают сооружения островных дуг, т.е. водосборные бассейны островодужных активных окраин. Большую роль он имеет и на окраинах андийского типа, хотя к нему добавляются еще значительные, а иногда и преобладающие количества продуктов разрушения континентальных пород, развитых в водосборах.

Особый состав питающих провинций активных окраин (преобладание вулканических пород, а среди них андезитов и риолитов), т.е. пород без кварца, без К-полевых шпатов и с однообразным плагиоклазом (An_{30}) в сочетании с типичным для активных окраин горным рельефом, накладывает характерный отпечаток на состав отложений всех трех уровней лавинной седиментации. Особенно четко влияние должно сказываться на минеральном и химическом составе материала.

Отложения первого и второго уровней лавинной седиментации островодужных окраин полностью сложены продуктами переработки риолит-андезитового материала. Это главная составная часть осадков преддуговых и задуговых бассейнов, а также прилежащих к дугам краевых морей. На третьем уровне лавинной седиментации к нему добавляется еще материал, поступающий из океана (на океанских плитах, уходящих в зону поддвига). При выжимании этого материала создаются аккреционные призмы из смешанного осадочного вещества. Таким образом, тектоническая позиция окраин предопределяет особенности их вещественного (минерального и химического) состава, позволяет разделить отложения лавинной седиментации из областей пассивных и активных окраин.

Формирование донных осадков глубоководных желобов идет за счет трех источников: материала, поступающего со стороны островной дуги или активной континентальной окраины, и материала, поступающего со стороны океана (находящегося на пододвигающейся под активную окраину океанской коре). Третий источник – биогенный материал, в основном планктогенный, на мелководьях и склонах – бентогенный.

Для вулканогенного материала Са-щелочного, в основном андезит-риолитового, типичен четко предопределенный минеральный состав – присущий вулканогенному материалу характер зерен с широким распространением пирокластики. Обычны также стекла вулканические и минералы в рубашках из стекла и более крупной тефры, пемза, которая распространяется на расстояния в тысячи километров наплаву, пересекая океаны. При движении по поверхности куски пемзы в пемзовых полях водами перетираются и по путям миграции дают примеси вулканического стекла к донным осадкам, которые нередко толкуются как продукты гигантских эксплозий.

Осадочный материал со стороны континента или островной дуги поставляется на верхний уровень лавинной седиментации, а при очень узких шельфах непосредственно и на склон. При изменениях уровня материал перебрасывается на осадочную террасу или на третий уровень (минуя основание континентального склона).

Скорость гравититов при их движении через гигантские обрывы высотой 6–10 км настолько велика, что описаны случаи перескока таких потоков через дно желоба от одного борта до другого и затем (с затуханием скорости) несколько раз в пределах

дна желоба до полного осаждения. Хотя на подводных фотографиях неоднократно отмечались признаки сильных течений, продольные русла здесь обычно не выявляются. Со стороны океана в желоб поступает толща океанских осадков, находящаяся на базальтовом ложе. Ее возраст в нижней части не древнее средней – поздней юры, а в ряде мест и раннекайнозойский. В желоб, таким образом, поступает целый разрез глубоководных океанских осадков мощностью в среднем около 500 м, а в ряде мест и более 1 км. По составу эти отложения отвечают тем климатическим зонам, глубинам и тектоническим обстановкам, которые они проходили за время от появления базальтового ложа (в срединном хребте) до попадания на склон желоба. Методами тектоники плит (обратной трехмерной прокладкой) удается восстановить траекторию движения данного участка плиты, а также глубин дна для каждого отрезка геологического прошлого. На этом основании, зная закономерности седиментации, определеяемые законами зональности, можно прогнозировать типы осадков, которые попадут в желоб, а также судить в первом приближении о соотношении мощностей осадков разного состава, т.е. судить о составе и количестве вещества, поступающего в переплавку. С появлением глубоководного бурения и совершенствованием методов геофизики удается получить не прогнозные, а наиболее надежные прямые данные по размерам осадочной толщи в кернах бурения.

После прохождения краевого вала океанская плита круто изгибается вниз, что приводит к неустойчивости осадочных отложений, в особенности верхних их слоев, обладающих высокой влажностью. Здесь развиваются оползни, их образованию способствуют частые сейсмические толчки. Нижние слои, уплотненные и связные, имеют большую устойчивость при углах наклона склона.

Биогенный материал поступает в основном карбонатный, а в поясах кремненакопления – кремнистый (опаловый). Это материал, образующийся в толще вод над глубоководным желобом современный. Он добавляется к древнему – океанскому.

Обычно пропорции главных компонентов осадка на активных окраинах таковы, что преобладает вулканогенный материал (это видно из приведенных данных о минеральном и химическом составе осадков), на втором месте – океанский и на третьем – биогенный. В ряде случае, однако, поступление океанского материала оказывается более значительным, чем вулканогенного и вулканотерригенного.

Как видно из сказанного, в "переплавку" в зоны субдукции поступает исходный материал разного состава, причем в меняющихся соотношениях.

Тектоника литосферных плит доказывает, что в "плавильную печь" областей субдукции может поступать самый разнообразный материал – терригенный, биогенный (карбонатный, кремнистый, обогащенный органическим веществом), вулканогенный, причем в разных соотношениях. Это обусловлено типом субдукции (дуга – дуга, дуга – океанская кора, дуга – пассивная окраина и др.). Этим обеспечивается большое разнообразие пород, которые возникают при переплавке, и разнообразие рудопроявлений, связанных с зоной Заварицкого–Беньофа.

Значение вулканогенной лавинной седиментации (в особенности на третьем уровне), таким образом, состоит в том, что большая часть осадочного вещества уходит здесь в глубины, давая начало континентальной коре, а другая часть материала остается в виде осадочных аккреционных призм, сохраняющих существенные примеси океанских осадков. Это особенно важно для суждения о месте океанской седиментации в истории Земли. Можно уверенно сказать, что в докембрии океаны существовали, причем приблизительно в таких же размерах, что и сейчас. И в этом убеждают не только данные по изучению офиолитов, но также данные по составу океанской воды, атмосферы, органической жизни и др.

ФАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Фации – комплексы физико-географических и иных условий среды, определяющих как неорганические, так и органические процессы на данном участке дна, в частности, состав и распределение донных осадков в данный отрезок времени. В областях лавинной седиментации фации, как показали исследования, весьма разнообразны.

Удобнее всего разделить их на три вертикальных уровня в соответствии с гипсометрическими уровнями лавинной седиментации. Фации первого уровня (ЛС-1) – это фации устьев рек, т.е. дельтовые и фации эстуариев. Эти группы фаций изучены довольно подробно и в свою очередь делятся на категории второго, третьего и более низкого рангов.

Для осадочного вещества этих фаций и связанных с ними организмов типично смешение пресноводной и солоноводной флоры и мелководной фауны, органического вещества морского и континентального, многих особенностей, которые диктуются исключительно высокими скоростями седиментации, прерывистостью и цикличностью осадочного процесса.

Для второго уровня лавинной седиментации (ЛС-2) характерны только морские формы организмов пелагиали, однако значительную роль играет также вещество и остатки мелководных организмов, перемещенные гравититами при понижениях уровня океана с ЛС-1 на ЛС-2; то же касается и органического вещества. Это создает известные трудности при палеофациальном анализе.

Литофациальный анализ – определение фаций по текстурным и структурным особенностям отложений – в сочетании с биофациальным дает возможность выделять фации подводных конусов выноса и отдельных их частей (верхней, средней и нижней частей конуса, проводящих каналов и лопастей и др.). Особенно большие трудности для фациального и палеофациального анализов возникают для осадочных образований верхних и средних частей материкового склона, которые пока даже для современных океанов изучены совершенно недостаточно. Здесь удается выделять фации осадкосборных частей русел и каньонов склона, магистральных каналов и др.

В поясе лавинной седиментации второго глобального уровня могут быть выделены фации, которые распознаются как в современных, так и в древних отложениях. Крупнейшие фациальные пояса отвечают верхней, средней и нижней частям склонов, где осадки различаются по структурам и текстурам, физическим свойствам, составу.

Отложения верхней части основания континентального склона наиболее грубые. Здесь встречаются крупные каменные обломки, отложения оползней и обвалов, наиболее плотные из подводных селевых потоков с высоким содержанием крупного материала, а также наиболее плотные из турбидитов с галькой и гравием (олистостромы, флиш, гравитационные микститы). Нижняя граница этой фациальной зоны, протягивающейся вдоль склона, определяется по смене преобладания грубообломочных и песчаных отложений и оползневых масс на более тонкие песчано-алевритовые.

Вторая фациальная зона отвечает широкому распространению песчано-алевритовых отложений с подчиненными количествами пелитов, отвечает господству подводных селей, зерновых потоков, частично высокоплотностных турбидитных потоков, третья отвечает господству пелитов с песчано-алевритовым материалом, встречающимся только в виде отдельных прослоев. Это отложения низкоплотностных турбидитных потоков. За пределами этой зоны располагается фациальная зона контуритов (в западных частях океанов), а где ее нет – фации пелагиали океана.

Понятно, что такое выделение в известной мере условно, поскольку, как отмечалось выше при описании подводных конусов выноса, структуры осадков меняются очень быстро. Это отнюдь не означает, что другие механизмы переноса и отложения вещества здесь исключаются. В пределах отдельных крупных конусов выноса, которые являются составными частями – модулями осадочного тела основания склона, могут быть выделены верхняя, средняя и нижняя части конуса, которые отличаются по составу и текстурам осадков, о чем говорилось ранее [Лисицын, 1974]. Здесь резко отличны условия

существования фауны, различаются физико-химические условия, т.е. для каждого конуса могут быть выделены свои более мелкие (микрофациальные) условия. Фации подводного склона зависят от климатической зональности (ею определяются количество и состав осадочного вещества, флора и фауна), а также от вертикальной.

Вертикальная зональность, определяемая глубиной, как уже отмечено, создает смену фациальных поясов по вертикали – от самого верхнего первого (дельтового) до самого нижнего (третьего). Не меньшее значение она имеет и для расселения фауны. Влияние тектоники, как отмечалось, весьма разнообразно, оно идет на разных иерархических уровнях. Наиболее крупным из них определяется сам тип склона и направленность его развития (пассивные и активные окраины).

Для третьего уровня лавинной седиментации (ЛС-3) – глубоководных океанских желобов – выделяют фации океанского склона и склона, обращенного в сторону дуги или активной окраины континента, а также дна желоба. Со стороны дуги обычно удается выделить также фации аккреционных призм, сложенных перемещенными осадками. Они, в частности, хорошо выделяются при сейсмостратиграфических исследованиях.

Для отложений каждого уровня могут быть выделены закономерные латеральные ряды фаций, которые просматриваются и на вертикальных разрезах (вертикальные ряды фаций) в соответствии с правилом Вальтера.

Значительно труднее выделение фаций океанов прошлого. Только в последние годы это становится возможным благодаря совместному использованию методов сейсмостратиграфии (в частности, методов сейсмофациального анализа) в сочетании с глубоководным бурением. Таким образом, удается уверенно выявлять одновозрастные горизонты на уровнях ЛС-1, менее уверенно на уровне ЛС-2 и еще менее уверенно на уровне ЛС-3. Для этих временных срезов строят палеофациальные карты. Сравнительно-литологическим и историческим методами, используя современную модель распределения фаций в областях лавинной седиментации, удается проводить фациальный анализ океанов, отдаленных от современного этапа десятками и сотнями миллионов лет. Примеров успешного использования методов анализа фаций геологического прошлого океанов на базе тектоники литосферных плит можно немало найти в материалах по глубоководному бурению [Init. Reports of DSDP, v. 1–92].

ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Формации понимаются нами как естественные комплексы, сообщества и ассоциации донных отложений и осадочных пород, которые определяются конкретными тектоническими условиями. Эти специфические сообщества пород и осадков постоянно повторяются в данной геодинамической обстановке. Вещество осадка (минеральный и химический состав), его структуры и текстуры, скорости накопления, особенности осадочно-породного бассейна (его геометрия, направленные изменения во времени) оказываются определенными геодинамической обстановкой. В свою очередь, донные осадки и осадочные породы несут информацию о геодинамической обстановке прошлого (решение обратной задачи).

Тектоническая предопределенность минерального и химического состава осадков областей лавинной седиментации, о которой говорилось, позволяет уверенно выделять две группы формаций; формации областей лавинной седиментации на активных окраинах (островодужные на океанской коре – энсиалические, активных окраин андийского типа) и формации лавинной седиментации пассивных окраин (энсиматические). Само явление лавинной седиментации связано с крупнейшим на земле тектоническим разделом, который морфологически выражен континентальным склоном. Именно тектонический фактор предопределяет господство процессов гравитационного осадкообразования. Можно говорить поэтому о макроформации континентального склона с присущими ему осадочными образованиями, тесной связью с тектоникой.

Тектоника определяет также и направленность процессов, в частности, переход пассивных окраин в активные и др.

Тесная связь между донными отложениями и тектоническими процессами, в особенности в областях лавинной седиментации, позволяет решать и обратную задачу: по осадочным образованиям геологического прошлого реконструировать палеотектонику. Такие осадочные образования, запоминающие тектонические процессы и служащие для их восстановления, называют геокомплексами.

Глава VIII
ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

Как видно из предыдущих глав, основная часть осадочного материала, поступающего в водоемы, не рассеивается в их пределах и не осваивается водоемами, а откладывается близ устьев транспортных систем, создавая крупные локальные скопления вещества – осадочно-породные бассейны (ОПБ). На современном этапе за пределы этих бассейнов "проскакивает", диффундирует только 7–10% от осадочного вещества, поставляемого реками. Главные же скопления осадочного вещества расположены, по данным изучения взвеси и современных осадков, данным сейсмических исследований и бурения, отделены пятнами – осадочно-породными бассейнами, которые представляют собой автономные системы, развивающиеся по собственным законам (Н.Б. Вассоевич).

Эти бассейны прослеживаются, как было показано в данной работе, по крайней мере для трех глобальных гипсометрических уровней.

Седиментация в них идет лавинно и разделяется довольно длительными перерывами. Бассейны связываются между собой по вертикали и перемещение значительных масс вещества идет только в одном генеральном направлении – с верхних гипсометрических уровней на нижние с резким ускорением при глобальных изменениях уровня океана. При снижении уровня происходит глобальный сброс осадочного вещества в ОПБ нижнего уровня во всех осадочных бассейнах мирового океана одновременно. В ОПБ верхнего уровня этим этапам сброса материала отвечают этапы перерывов. При повышении уровня океана главные массы вещества задерживаются на ОПБ первого уровня, чему отвечают этапы перерывов на втором уровне. Системы эти тесно связаны по вертикали и действуют в противофазе.

Учение об осадочно-породных бассейнах, где идет лавинная седиментация, значительно расширяется, если в рассмотрение включается не только само осадочное образование, но и вся система, которая обеспечивает его формирование. Эта система названа мною осадочной системой. Она состоит из трех частей: 1) осадкосборная (водосборная для субаэральных частей); 2) транспортное русло; 3) аккумулирующая (собственно осадочно-породный бассейн).

Для лавинной седиментации характерно то, что подготовка осадочного вещества и его отложение идут в водосборном (осадкосборном) бассейне и в бассейне аккумуляции, которые обязательно разделены в высотном (гипсометрическом) отношении и связаны транспортным каналом (руслом).

В плане водосборный (осадкосборный) бассейн имеет вид треугольника, обращенного вершиной в направлении переноса материала, а основанием – в сторону границы водосборного бассейна. Нижний, аккумуляционный треугольник (ОПБ) имеет обратную ориентировку – его вершина направлена в сторону источника питания, а основание соответствует границе ОПБ; за границы этого ОПБ обычно протекает не более 10% осадочного вещества (диффузия из системы) (рис. 150, 151).

На первом уровне лавинной седиментации эстуарии и дельты, представляющие собой аккумуляционные тела (треугольники по схеме или конусы в природе), связаны руслами рек с водосборными (осадкосборными) бассейнами. Эти связи достаточно широко известны.

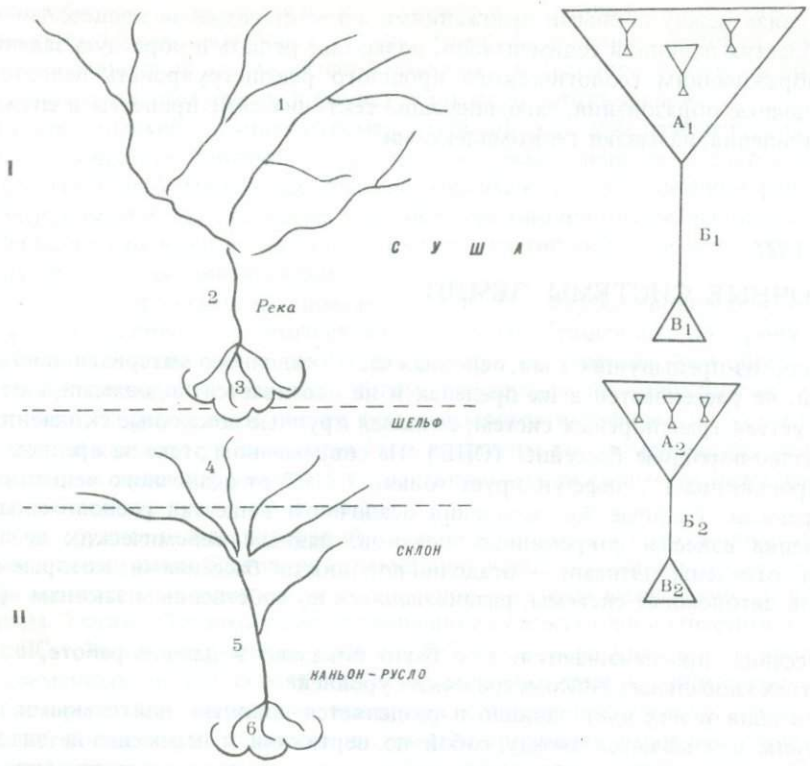


Рис. 150. Схема взаимосвязанных по вертикали осадочных систем Земли в плане

I – осадочная система первого глобального уровня: водосборный бассейн (*1*), транспортное русло (*2*), дельта (надводная и подводная часть) (*3*). II – продолжающая ее по вертикали осадочная система второго глобального уровня субаквальная (океанская), осадкосборный конус (подводные долины и каньоны) (*4*), транспортное русло (*5*), подводный конус выноса (*6*)

Справа – схематическое изображение осадочных систем глобального уровня и мелких региональных и местных. Каждая система состоит из осадкосборного треугольника (*А* – первый уровень – *1*; второй – *2*), транспортного русла (*Б*, те же уровни) и треугольника аккумуляции (*В*, те же условия). Общая направленность процесса: сбор осадочного материала с больших площадей и его концентрация на небольших участках (ОПБ) – на схеме аккумулирующие треугольники. Передача осадочного материала по этажам порциями при изменении уровня или накоплении критической массы

Значительно меньше известно о том, что и для второго уровня лавинной седиментации, находящегося под водой, характерно такое же в принципе устройство. Имеются осадкосборный бассейн, по форме близкий к треугольнику, транспортное русло (каньон) и аккумуляционный конус у основания склона. И в этом случае осадочная система состоит из трех главных элементов: осадкосборного треугольника, транспортного русла (канала) и треугольника аккумуляции. Из таких элементов – подводных конусов выноса сложено гигантское осадочное тело второго уровня лавинной седиментации, т.е. это главные строительные модули области накопления основной массы осадочного вещества Земли. Из сказанного видно, что наши представления о закономерностях формирования осадочного тела из таких модулей пока еще очень неполны.

Существенно то, что для перемещения осадочного материала не в виде взвесей, а в виде достаточно плотных масс – гравититов главное значение имеет запас потенциальной энергии, который определяется разницей в гипсометрических уровнях между верхней частью водосборного бассейна (треугольника сбора вещества) и нижней частью (треугольника аккумуляции). В крупнейших природных осадочных системах этот запас энергии отвечает перепаду высот от 1 до 10 км, однако существуют наряду с такими глобальными системами и мелкие, временные системы, где перепад в высотах составляет

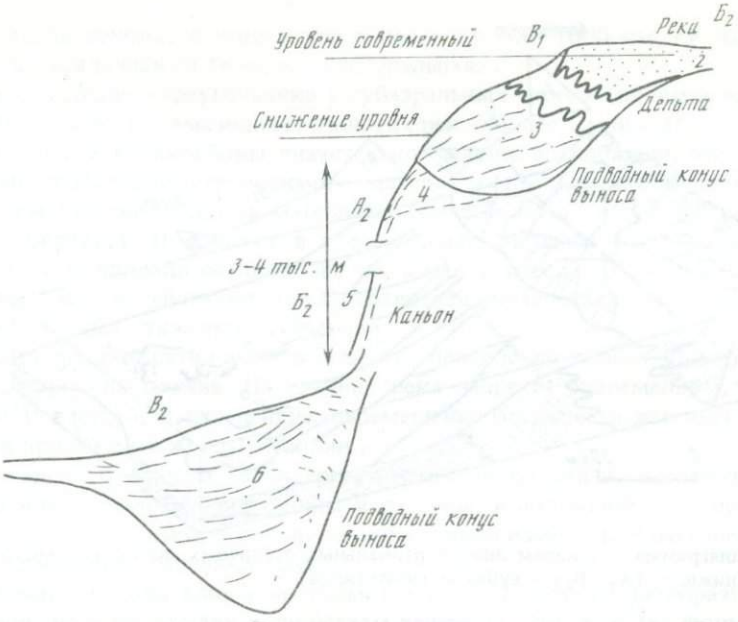


Рис. 151. Схема осадочных систем Земли на вертикальном разрезе показаны ОПБ первого и второго уровней лавинной седиментации. Снижение уровня океана ведет к массовому перемещению вещества с верхнего уровня на нижний

Условные обозначения см. рис. 150

метры и даже сантиметры. Без этого перепада высот деятельность гравититов невозможна.

Энергетические возможности осадочной системы, однако, не определяются только разницей в высотных отметках. Чтобы реализовать это потенциальное перемещение осадочного вещества в действительное, необходим его носитель, поскольку рыхлые массы способны к перемещению в сухом виде только на очень крутых склонах или при значительных мощностях. Таким носителем обычно является вода, чаще всего в жидком виде (постоянные и временные потоки), а также в твердом виде (в ледовых зонах – движущиеся ледники с моренным материалом).

Могут быть выделены субаэральные и субаквальные осадочные системы (рис. 152, 153). В субаэральных поступление воды – носителя осадочного вещества – зависит от атмосферных осадков, в подводных – субаквальных – запасы воды не ограничены, устойчивость определяется главным образом крутизной склона, свойствами осадочного материала, его объемами (критической массой), тектонической подвижностью склона.

Передача вещества из верхней глобальной системы в нижнюю идет непрерывно, при этом главная по масштабу передача (сброс осадочного вещества) происходит при снижении уровня океана, т.е. осуществляется глобальная передача осадочного вещества с одного уровня на другой. Такое масштабное перемещение осадочного материала в пределах длительного интервала времени насчитывает десятки тысяч – миллионы лет.

Масштабы этих систем гравитационного перемещения осадочного вещества (они включают и обычную транспортировку во взвеси) могут быть разными. Кроме этого, существуют также и бесчисленные мелкие и мизерные по размерам системы гравитационных перемещений. Важно, что данный процесс идет по единой системе: треугольник сбора – транспортная магистраль – треугольник аккумуляции; подобно устроены как системы крупнейших подводных каньонов, так и мельчайшие ручейки, впадающие в пруд.

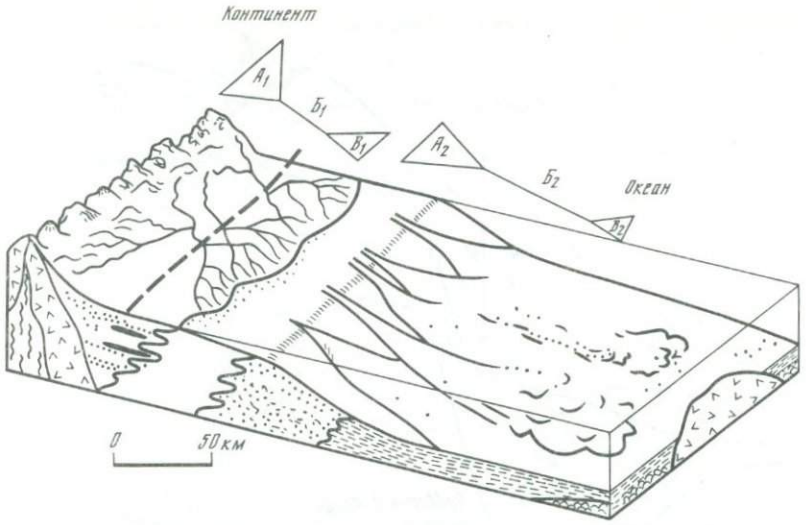


Рис. 152. Блок-диаграмма с показом двух вертикальных осадочных систем (верхнего (A_1–B_1) – субаэрального и нижнего (A_2–B_2) – субаквального типов)

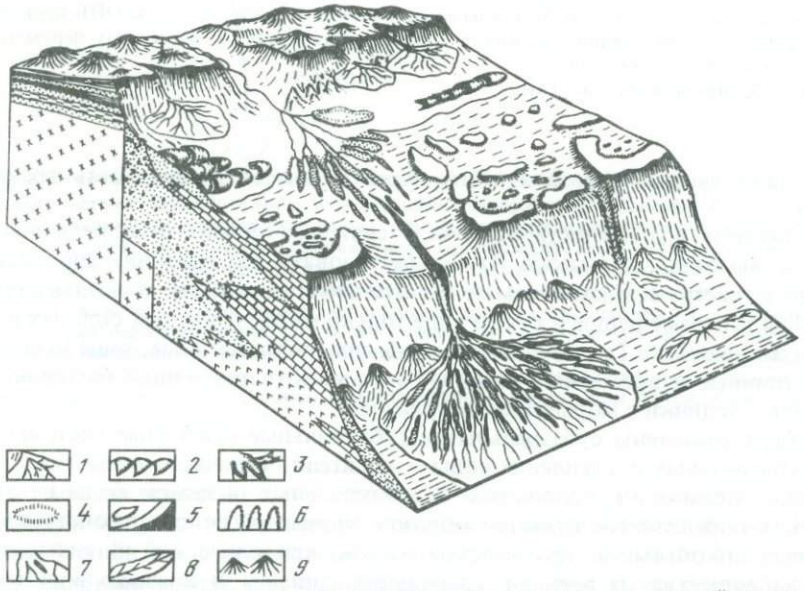


Рис. 153. Блок-диаграмма континентальной окраины пассивного типа, на которой видны осадочные системы двух уровней (главные и второстепенные) [Конюхов, 1982]

1 – отложения пролювиальных конусов выноса; *2* – поля дюн; *3* – дельта небольшой реки и приустьевые бары; *4* – болота прибрежной равнины; *5* – барьерные рифы; *6* – делювиальные отложения на склонах гор; *7* – отложения подводного конуса выноса; *8* – отложения контурных течений (контуриты); *9* – оползневые отложения материкового склона

Для таких ситуаций, как уже отмечалось, типичен запас энергии, отвечающий перепадам между верхним и нижним треугольниками в пределах 1–10 км для субаэральных и 3–4 км для субаквальных глобальных систем (для третьего уровня до 10–11 км). Длина транспортного русла глобальных систем нередко превышает 1000 км: самая длинная из современных рек – Нил имеет длину 6671 км. Многие реки достигают 3–5000 км, но значительно больше рек с длиной не более 1–3000 км. Для второго уровня длина каньонов и магистральных каналов субаквальной транспортиров-

ки гравититов находится чаще всего в пределах 100–1000 км, т.е. это намного более компактная осадочная система, чем субаэральная.

Площадь верхнего треугольника у субаэральных систем (площадь водосбора) достигает 7180 тыс.км^2 (р. Амазонка), у многих рек – более 1 млн км^2.

Субаквальные осадкосборы значительно меньше по площади, что связано с геологическими свойствами переносимого материала (так же, как и длина транспортных русел): чем меньше вязкость материала, тем с больших площадей при равных уклонах он собирается. Поскольку в субаэральных системах главным является перенос во взвеси, то и площади осадкосбора здесь максимальные. В субаквальной среде после отложения взвесей действуют только гравитационные механизмы, связанные с переносом более плотных (тяжелых) суспензий.

В работе неоднократно отмечалось, что перенос во взвеси является господствующим выше уровня океана. На границе река–море на современном этапе осаждается около 9/10 взвесей, и дальнейшее перемещение осадков может идти в форме гравититов или при вторичном взмучивании.

Для осадочных систем характерны вертикальные связи: перемещение осадочного вещества идет в направлении склона и на суше, и под водой, что определяется гравитационной силой. Течения в океане не в состоянии изменить этого генерального направления перемещения осадочных масс.

Осадочные системы едины не только в смысле своего однообразного модульного построения, но и по составу и свойствам вещества. Эти свойства формируются на первом уровне и сохраняются на втором и на третьем почти без изменений: сохраняются минеральный и химический состав, органическое вещество и другие компоненты. Процессы дифференциации вещества происходят в основном на первом уровне – на стадии транспортировки во взвеси и на барьере река–море. Дифференциация при гравитационном перемещении обычно невелика. Таким образом, особенности осадочного вещества, заложенные в осадкосборном бассейне первого уровня, с незначительными изменениями сохраняются в отложениях самых низких по гипсометрическому уровню частях аккумуляционного треугольника. Процессы подготовки и транспортировки осадочного материала на суше, т.е. в субаэральных частях систем, зональны, как это было показано Н.М. Страховым [1960]. Черты зональности (в специфике вещества и в его объемах) прослеживаются также и в системах нижних (субаквальных) уровней океана, они сохраняются и в местах постоянного хранения главных масс осадочного вещества – у основания континентального склона.

Осадочные системы Земли – субаэральные и субаквальные, связанные вместе на всех этапах осадочного процесса (подготовка, перенос и отложение осадочного вещества), обусловлены зональностью – климатической, вертикальной, тектонической, циркумконтинентальной.

Климатическая зональность связана, во-первых, с распределением воды – двигательной силы системы и одновременно несущей среды (фазы). Во-вторых, она связана с зональностью процессов выветривания, которыми определяются скорость подготовки разрыхленного выветриванием осадочного вещества и его состав. В-третьих, она связана с развитием растительности, которая препятствует перемещению материала, подготовленного выветриванием, закрепляет его на месте.

Влияние вертикальной поясности связано со сменой климатических зон в горах по вертикали, вплоть до условий вечных льдов.

Тектоническим фактором определяется перепад высот, т.е. запас потенциальной энергии: наибольшие перепады связаны с молодыми, не срезанными денудацией горными системами. Это, однако, только один из видов влияния тектонического фактора. Имеются еще и другие важные факторы, когда все процессы в осадочных системах идут не на фиксированных в пространстве неподвижных плитах, а на плитах, океанские и континентальные части которых находятся в непрерывном движении; т.е. тектонический фактор обусловливает определенный предсказуемый порядок смен зон в зависимости от вектора направления движения плит (от меридионального их пере-

мещения до движения по параллелям, когда смены зон не происходит), а также скорости этих перемещений. Поэтому если рассматривать закономерную смену осадочных образований, характерных для разных зон во времени (скажем, в разрезе через всю толщу ОПБ-2), то в таком разрезе выяснится закономерный и присущий только данной плите (и всем разрезам в пределах данной плиты) порядок смены зон. Этот порядок в общем случае отвечает правилу Вальтера – по вертикали могут соседствовать отложения только тех зон, которые сменяют друг друга в латеральном направлении. Набор зональных отложений в ОПБ-2, таким образом, не беспорядочный, а строго закономерный и предсказуемый, в общем единый для данной плиты и совершенно иной для других плит, которые нередко находятся рядом, например в областях аккреции. При симметричном спрединге последовательность смены зональностей во времени для одной плиты должна отвечать последовательности в парной по отношению к зоне спрединга плиты. Таким образом, если современные и прошлые климатические зоны связаны с климатической зональностью, то вектор движения, определяющий прохождение через них плит и последовательную смену связанных с этим отложений в разрезе бассейнов лавинной седиментации, обусловлен тектоническим фактором.

Другое глобальное проявление тектонического фактора – в глобальных изменениях уровня океана, связанных с изменением скорости спрединга во времени. Влияние этого фактора определяет связи между системами перемещения осадочного вещества по вертикали. В региональном плане влияние тектоники сказывается также и в процессах, протекающих на периферии континентальных плит (листрические разломы и др.), а также в процессах, сопряженных с ними и протекающих на периферии океанских плит: прогибание под весом осадочного материала, изостатическая компенсация.

Крупнейшими тектоническими закономерностями определяется и возникновение континентального склона – самой крупной тектонической структуры Земли. Именно с этим гигантским образованием, глобальным обрывом высотой около 4 км, связано возникновение главного осадочного тела Земли, покоящегося в нижней части этого обрыва, и определяется запас потенциальной энергии, необходимой для переноса и сгруживания осадочного вещества у основания этого склона. Эта генетическая связь с основанием склона и определяет циркумконтинентальную зональность лавинной седиментации.

Время существования данной осадочной системы определяется скоростями денудации и накопления осадочного вещества в нижнем треугольнике, т.е. старение системы определяется снижением потенциальной энергии в ней (разницы между уровнями верхнего и нижнего треугольника).

Для субаэральных систем характерно то, что площадь осадкосборного треугольника значительно, в сотни тысяч раз больше, чем площадь аккумуляционного (дельты). Для субаквальных систем эта разница не столь значительна, однако и здесь принципиальное направление процесса то же: концентрация осадочного вещества происходит близ устья транспортных русел.

Для субаэральных частей систем характерна непрерывность или незначительная цикличность поставки вещества, для субаквальных – очень резко выраженная цикличность, дискретность с интервалами между циклами в годы – столетия – миллионы лет. Причины цикличности связаны с реологическими свойствами материала и определяются региональной обстановкой. Их сочетание приводит к созданию местных автокинетических систем, где порции осадочного материала определенных размеров и свойств отправляются вниз по склону после достижения критической массы. Глобальные циклы перемещений осадочного материала в системах накладываются на локальные и региональные в связи с изменением уровня океана.

Цикличность, лавинный характер перемещений гравититов, сходные с цикличностью и характером горных лавин, приводят к тому, что лавинной седиментации в осадочных системах обязательно сопутствуют перерывы, паузы в осадконакоплении, которые для гравититов являются обязательными. Эти паузы-перерывы могут меняться в прост-

ранстве, по площади и во времени в очень широких пределах. Самые крупные глобальные перерывы отвечают самым крупным событиям в глобальных осадочных системах – изменениям уровня Мирового океана. Они дополняются еще перерывами региональными и локальными разного порядка. Наибольшее значение перерывы имеют в субаквальных системах, т.е. в областях преобладающего развития гравитационного перемещения осадочного вещества. Они определяются здесь в местах постоянного хранения осадочного вещества (уровень ОПБ-2) прерывистостью, связанной не с размывом, как на уровне ОПБ-1, а с порционной поставкой гравититов. Причины возникновения перерывов на этих двух уровнях, как видим, различны: в одних случаях размыв, в других – периодичность отложения, без размыва.

Возникновение субаэральных осадочных систем связано с водной системой Земли, осадочный материал как бы метит все пути перемещений вод. Пути перемещений вод определяются простым правилом – с верхних уровней на нижние. На безводной стадии существования Земли, а также других планет, в аридных областях, где вода в жидком виде отсутствует или существует в незначительных количествах, главным фактором осадочного процесса (подготовка, транспортировка и отложение) становится ветер. Вертикальные связи при этом отсутствуют. Реки и русла – это конвейеры осадочного вещества, которые концентрируют его с огромных площадей в устьях. Далее начинаются субаквальные гравитационные системы, деятельность которых определяется относительными превышениями рельефа океанского дна.

Обычно существует несколько уровней осадочных систем по вертикали. Главный уровень – от горных вершин и до дна океана, промежуточные уровни – региональные и локальные ступени до горных долин, озер и болот местных дренажных систем. После заполнения одного уровня происходит перенос вещества на другой уровень, т.е. прорыв осадочного вещества с уровня на уровень. Такие прорывы происходят и в случае резкого усиления поставки вещества. По масштабам можно выделить несколько типов осадочных систем – от самых крупных глобальных (реки-гиганты и ледники материковых оледенений) до самых мелких ручейков, впадающих в пруды и болота. Малые дренажные системы объединяются во все более крупные. В пределах каждой дренажной системы существует сохранение вещества и энергии. Сколько вещества захватывается водотоками и ледниками при денудации, почти столько же его и откладывается в конечном и локальных ОПБ. Существует и единство состава: состав пород области питания соответствует (с учетом особенностей выветривания и диагенеза-катагенеза) составу новообразованных осадочных пород.

Объем осадочного материала, изъятого из области питания, должен соответствовать объему осадка, отложенному по путям переноса в конечном водоеме стока, во всяком случае, не может быть больше. Этот объем можно определить по объему эрозионных форм – общему объему удаленного вещества. Образуются коррелятные толщи. Формы рельефа соответствуют осадочным отложениям по объему, так же как соответствуют объемы формы и слепка. Осадочные системы Земли не вечны. Изучение пассивных окраин показывает, что время их существования не превышает 150–200 млн лет, после чего происходит глобальная перестройка систем спрединга. В своем движении пассивные окраины в соответствии с построениями тектоники литосферных плит могут сталкиваться либо с пассивными же окраинами, либо с активными окраинами (островными дугами или окраинами андийского типа), либо с срединными хребтами. При столкновении типа пассивная окраина – пассивная окраина происходят смятие и выжимание на края континентальных плит огромных количеств осадочного вещества, когда образуются его колоссальные скопления, именуемые миогеосинклиналями. При столкновении типа пассивная окраина – островная дуга или активная окраина образуются скопления со значительным вкладом вулканизма – эвгеосинклинали.

½ 18. Зак. 2123

Глава IX

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Как мы уже говорили, лавинной седиментацией называют процесс быстрого накопления осадочного вещества, что ведет к появлению особых его свойств. Одним из таких свойств является высокое содержание органического вещества в осадочных образованиях. В сочетании с быстрыми темпами седиментации и огромными мощностями, наличием пород-коллекторов и пород-экранов это приводит к образованию в областях лавинной седиментации месторождений нефти и газа, а также других полезных ископаемых, связанных с органическим веществом (битумы, сланцы, уголь, фосфориты, сера и др.). Для формирования крупных месторождений нефти и газа необходимо сочетание нескольких условий: высокое содержание $C_{орг}$ в отложениях, условия, благоприятствующие превращению этого рассеянного органического вещества в микронефть, а затем нефть (при соответствующих температурах, давлении в нефтематеринских породах, наличии пористых пород-коллекторов и непроницаемых для нефти и газа пород-экранов, создающих естественные ловушки).

В своем месте (см. гл. II) подчеркивалось, что в устьях рек на первом уровне лавинной седиментации существуют условия для развития максимальных из известных значений первичной продукции Земли – потока органического вещества в донные осадки. В них обнаружены и очень высокие содержания $C_{орг}$. Высокие содержания органики сочетаются на этом уровне с огромными темпами поступления осадочного материала, что создает условия для хорошей сохранности этого вещества, быстро уводит его из обстановки окислительной среды, типичной для водной толщи и верхнего слоя отложений. Здесь же имеется обычно и большое количество глинистых минералов и химических элементов, которые играют роль катализаторов в процессе превращения исходного органического вещества в нефть.

Процессы седиментации в устьях рек идут в таких гигантских объемах, что обычно приводят к изостатическому прогибанию дна, образованию осадочно-породного бассейна. В ходе быстрого прогибания дна ОПБ слои, обогащенные органикой, попадают в условия температуры и давления, благоприятные для процессов нефтегазообразования. Важно подчеркнуть, что осадочное вещество накапливается не в конечном водоеме стока, как раньше считали, а в отдельные ОПБ по периферии водоема, где собирается до 9/10 осадочного вещества и более 95% органики.

Еще в 1968 г. на VIII Всесоюзном литологическом совещании Н.Б. Вассоевич указал на основные факторы, которые обеспечивают высокий нефтематеринский потенциал терригенных пород [Вассоевич, Лопатин, 1977]; это: 1) обогащенность органическим веществом (ОВ) сапропелевого состава; 2) наличие глинистого вещества; 3) присутствие разбухающих глинистых материалов, в первую очередь группы монтмориллонита; 4) присутствие карбонатных минералов.

Приблизительно в те же годы была дана классификация нефтематеринских свит по содержанию в них сингенетичных углеводородов: превосходные – при содержании больше 0,5%; очень хорошие – от 0,5 до 0,15%; бедные и очень бедные, а также не имеющие практического значения, – при более низких содержаниях.

Сводка данных о содержании $C_{орг}$ в осадках окраин океана, в том числе и областей лавинной седиментации, в сопоставлении с осадками ложа океана дана на рис. 154. На рис. 154 отчетливо видно, что только осадки дельт, шельфа и склона могут рассматриваться как перспективные на нефть и газ. Между содержанием $C_{орг}$ и содержанием углеводородов существует определенная связь, показанная на рис. 155. На рис. 155 видно, что в окислительной обстановке только незначительная часть органики переходит в углеводороды, больше всего этот переход заметен в условиях восстановительной обстановки, которая существует в осадках дельт, а также в осадках основания континентального склона, куда при переброске материала гравититами с уровня ЛС-1

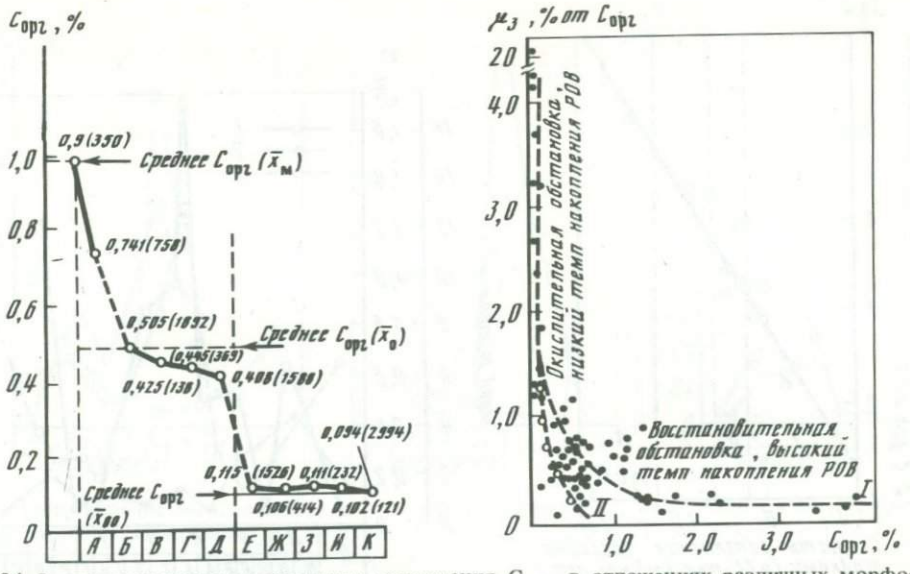


Рис. 154. Среднестатистические величины содержания $C_{орг}$ в отложениях различных морфоструктурных областей Мирового океана [Троцюк, 1982]

Внутриконтинентальные моря (среднее содержание 0,9%, число определений – 350) и окраины океанов (среднее содержание 0,49, число определений 4873)
А – континентальный склон. *Б* – материковое подножие. *В* – краевое подводное плато. *Г* – глубоководный океанический желоб. *Д* – краевой полузамкнутый бассейн океана. Внутренние области океана (пелагиаль) (среднее содержание 0,1%, число определений 4287): *Е* – глыбовый асейсмический хребет или поднятие. *Ж* – вулканическая дуга. *З* – активный срединно-океанический хребет. *И* – одиночный вулкан на абиссальном ложе. *К* – абиссальная равнина ложа. Цифры на рис. – среднее содержание $C_{орг}$, цифры в скобках – число определений

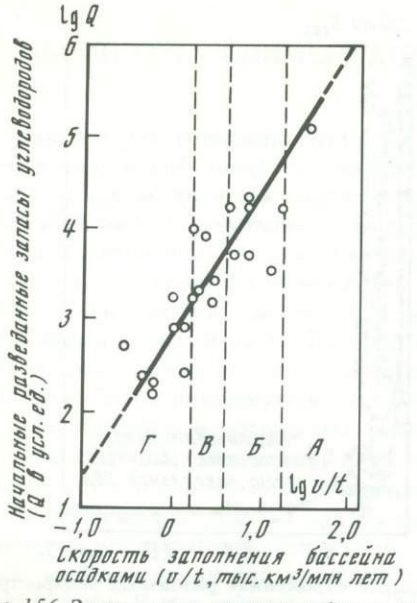
Рис. 155. Зависимость концентрации углеводородов от содержания $C_{орг}$ в осадках океанов и морей [Троцюк, 1982]

I – континентальные окраины; II – внутренние области океана

на уровень ЛС-2 осадочный материал попадает с минимальными потерями за счет окисления придонными водами.

Как было показано С.Г. Неручевым [1977], нефтегазообразование является обязательным и неизбежным следствием направленного катагенетического преобразования рассеянного органического вещества субаквальных осадков. Однако сочетание различных факторов – генетического типа и концентрации органического вещества, интенсивности его диагенетических изменений, особенностей строения и объема осадочной толщи, геотермических условий в ней, глубины погружения бассейна, особенностей его геологической истории – определяют реализацию процессов нефте- и газообразования в тех или иных масштабах. Были сформулированы учения о главной фазе газообразования (ГФГ) и главной фазе нефтеобразования (ГФН), изучены катагенетические изменения органического вещества пород до глубин 8–9 км, сделан вывод о затухании на этой глубине процессов генерации нефти и газа и об усилении генерации углекислоты. Эти заключения были сделаны главным образом на основе материалов для континентального блока. Видимо, учитывая специфику строения осадочных бассейнов в океанских акваториях и, в частности, замедление процессов диагенеза и катагенеза морских осадков сравнительно с отложениями на континентах, можно считать, что процессы газо- и нефтеобразования на дне океанов будут идти и в более мощном слое отложений – до 10–15 км, т.е. практически во всей толще лавинных отложений второго уровня.

При генерации углеводородов из сапропелевого органического вещества главная фаза нефтеобразования наступает при температурах 80–120 °С, а главная фаза газообразования – при температурах 120–180 °С, существенное влияние имеет каталити-



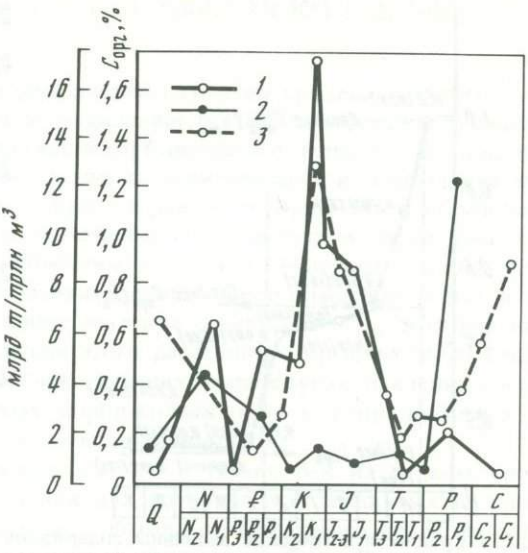


Рис. 156. Зависимость запасов нефти и газа от средней объемной скорости заполнения осадками седиментационных бассейнов [Нестеров и др., 1977]

А–Г – группы бассейнов с разными скоростями заполнения

Рис. 157. Распределение запасов нефти и газа, концентрация $C_{орг}$ в отложениях континентальных окраин Мирового океана в зависимости от возраста [Геодекян, Забанбарк, 1983]

1 – нефть; *2* – газ; *3* – концентрация $C_{орг}$, в %

ческое воздействие глинистых минералов (особенно монтмориллонита), а также металлов.

Зависимость запасов нефти и газа от средней объемной скорости заполнения водоема осадками показана на рис. 156. Средняя объемная скорость заполнения бассейна – это отношение объема осадочного чехла (v) ко времени его накопления (t). Считается, что эта объемная скорость учитывает не только темпы накопления осадочного вещества, но также и темпы прогибания [Нестеров и др., 1977].

Следует отметить, что приуроченность нефтегазовых месторождений к устьевым областям больших древних рек уже давно отмечалась геологами-нефтяниками. Н.И. Марковским [1976] особенно подчеркивается роль дельт в формировании крупнейших месторождений нефти и газа.

Таким образом, скопления углеводородов в областях лавинной седиментации первого уровня, так же как и в областях биолавинной седиментации (коралловые рифы), не вызывают сомнений.

Специальные исследования возможностей образования нефти и газа в океанских осадках (вне областей лавинной седиментации) были выполнены Б.А. Соколовым [1985], В.Я. Троцюком [1982], А.А. Геодекяном и А. Забанбарк [1985] (рис. 157). Эти авторы приходят к выводу, что окислительная обстановка глубоководных осадков неблагоприятна для развития сколько-нибудь значительных залежей углеводородов, за исключением областей, расположенных у основания континентального склона, где существуют особые условия для седиментации.

Средний гранулометрический состав этих отложений следующий: грубообломочный и раковинный материал – 5–10%, пески и алевриты – 10–20% и пелиты – 60–80%.

По содержанию $C_{орг}$ отложения второго глобального уровня соответствуют дельтовым или лишь немного уступают им. Сходство органического вещества на этих двух уровнях выявляется и при изучении изотопного состава $C_{орг}$, его группового состава и при других тонких исследованиях.

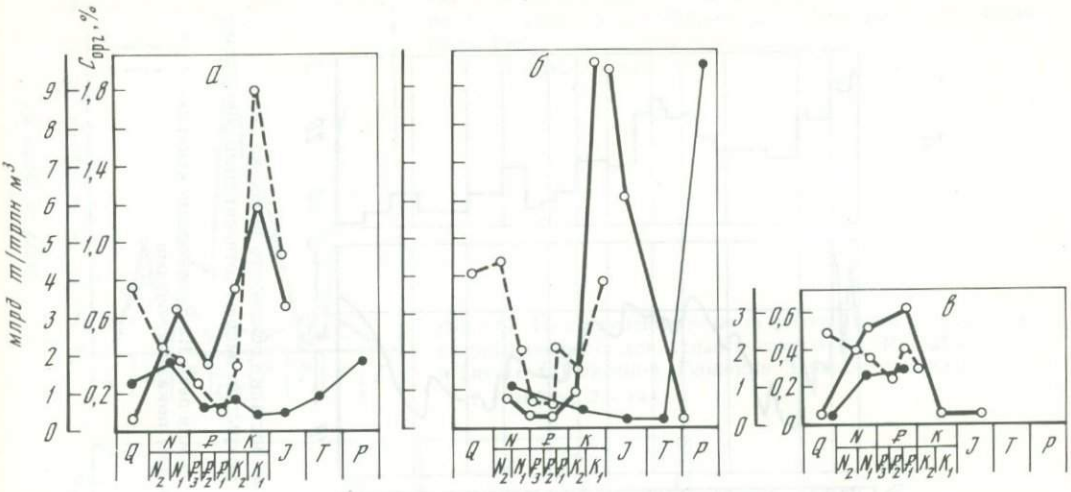


Рис. 158. Распределение запасов нефти и газа, концентрация $C_{орг}$ на континентальных окраинах Атлантического (*а*), Индийского (*б*) и Тихого (*в*) океанов [Геодекян и Забанбарк, 1985]

1 – нефть; *2* – газ; *3* – концентрация $C_{орг}$, в %

Условия окислительной среды, существовавшие всегда на ОПБ-2, не мешают концентрации здесь органического вещества, поскольку органика не осаждается сверху, а приходит на глубины в "запечатанном виде" – в гравититах, где в значительной мере сохраняется и восстановительная среда, типичная для дельтовых отложений и иловых вод. Чем менее плотной становится суспензия в гравититах, тем больших преобразований можно ожидать в отложениях второго глобального уровня, тем больше потери иловых вод и органики.

Статистика размещения месторождений нефти и газа показывает, что главная их часть приурочена к пескам и песчаникам, а также к карбонатным породам, приблизительно в равных долях. Это соответствует отношению песчаники–карбонаты и в среднем в объеме осадочной оболочки 23,6 и 24,3% соответственно [Ронов, 1980]. Тяготение углеводородов к песчаникам объясняет их частую встречаемость близ вулканических источников с отложениями туфов песчаной размерности, а также связи интенсивного карбонатонакопления с климатической зональностью, чем предопределяется и зональность связанных с ними месторождений нефти и газа (речь идет о зональности времени накопления нефтепроизводящих карбонатных толщ).

На рис. 158 видно, что запасы нефти и газа во времени располагаются симбатно содержанию $C_{орг}$ в осадочных отложениях. Отсюда, зная закономерности распределения $C_{орг}$ в океане по современной модели, можно прогнозировать месторождения в древних океанах, пользуясь сравнительно-литологическим методом.

Главные запасы нефти и газа на Земле приурочены к пассивным окраинам океана Тетис (Мезогея), который возник между Гондваной и Лавразией [Bois et al., 1982]. Именно к окраинам Мезогеи приурочено более 75% запасов нефти и около 60% газа. С окраинами Тихого океана связаны лишь незначительные запасы нефти и газа (около 6%). Распределение запасов нефти и газа по возрастам пород также очень неравномерно: на долю палеозойских приходится всего 14% нефти и 29% газа. Богатством жидкими углеводородами известны мезозойские породы – на их долю приходится 54% мировых запасов нефти и 44% газа, на долю кайнозойских – 32% нефти и 27% газа [Bois et al., 1982] (рис. 159).

Главная часть месторождений связана с областями лавинной седиментации – со скоростями более 100 Б, где высокое содержание органического вещества совпадает с благоприятными условиями для его захоронения и дальнейшего преобразования в нефть и газ. По существующим представлениям, биомасса организмов и первичная продукция планктона на протяжении палеозоя существенно не менялись.

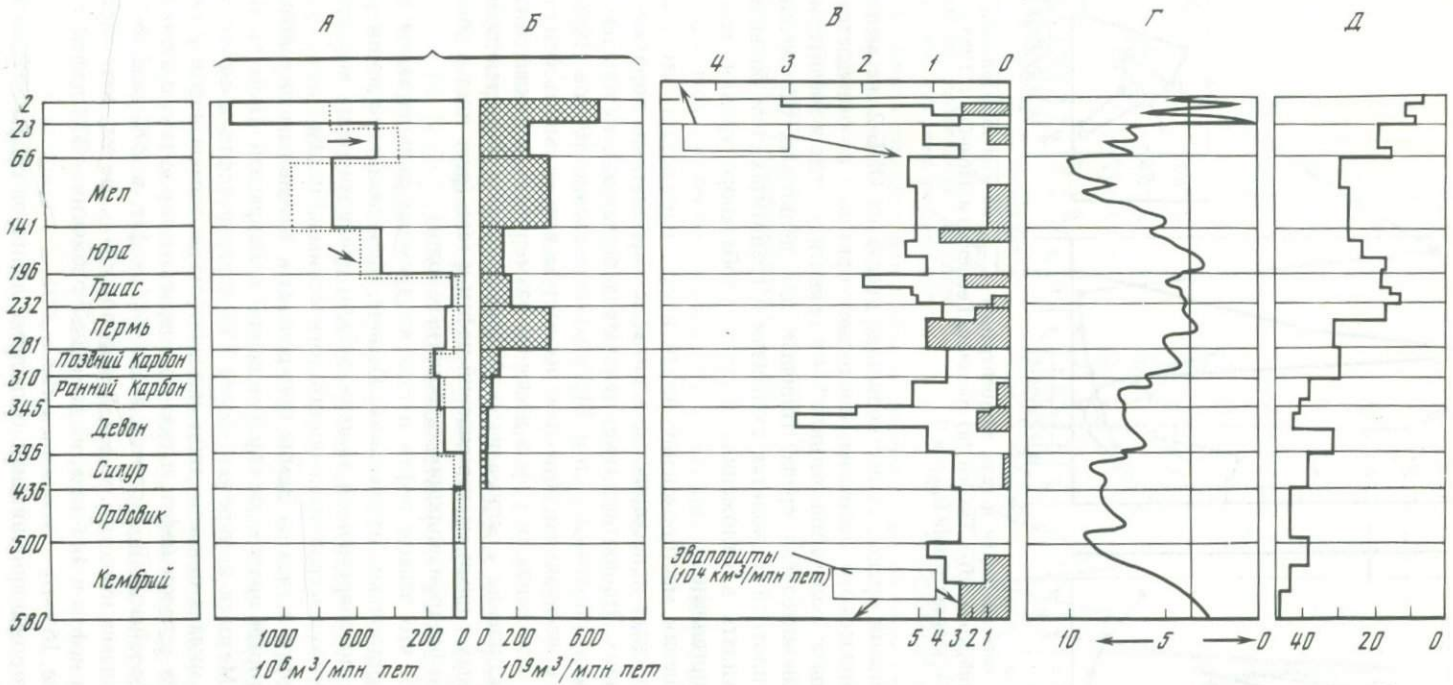


Рис. 159. Распределение мировых запасов нефти (*А*), газа (*Б*) в сопоставлении со скоростью поставки осадочного вещества (*В*), относительными изменениями уровня океана (*Г*) и (*Д*)– изменением площадей суши (в %), покрытых морем (относительно современной площади) [Bois et al., 1982]

Для *А* – скорости накопления нефти (в млн м³ в млн лет), для *Б* – то же, газа (в млрд м³ в млн лет). На *В* – скорости накопления осадочного материала (в млн км³/млн лет) – верхняя шкала и эвапоритов (в 10^4 км³/млн лет) показаны точками

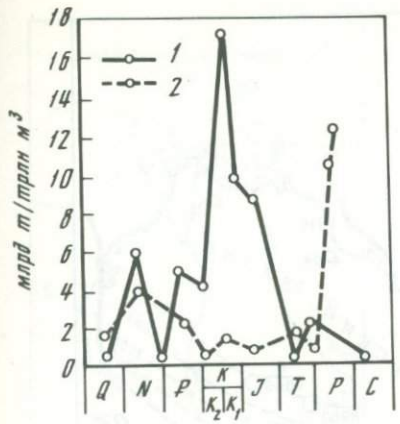


Рис. 160. Распределение запасов нефти и газа в отложениях разного возраста для Мирового океана [Геодекян, Забанбарк, 1983]

1 – нефть; *2* – газ

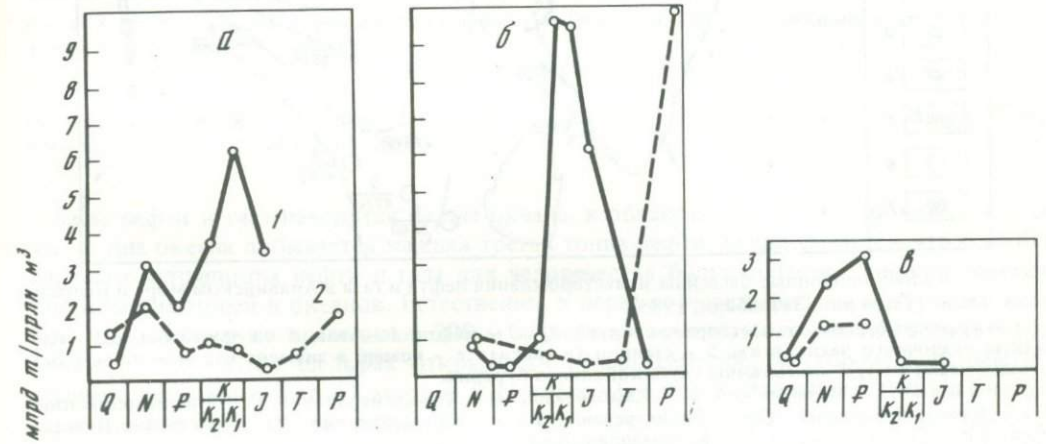


Рис. 161. Распределение запасов нефти и газа в отложениях разного возраста для Атлантического (*а*), Индийского (*б*) и Тихого (*в*) океанов [Геодекян, Забанбарк, 1983]

1 – нефть; *2* – газ

Как отмечал Тиссо [Tissot, 1979, 1984], при подъемах уровня океана – глобальных трансгрессиях – увеличивались площади мелководных морей и в них возникали условия для высокой первичной продукции. Рассматривая условия для образования крупных месторождений нефти и газа, как представляется автору, нужно рассматривать раздельно месторождения, связанные с первым глобальным уровнем и отдельно месторождения, связанные со вторым уровнем.

Накопление максимальных масс осадочного материала, обогащенного органическим веществом на первом уровне, происходит при высоком стоянии уровня, когда главная часть осадочного вещества – абиогенного и биогенного – откладывается близ барьера река–море. Условия быстрой изостатической компенсации приводят к тому, что осадочный материал попадает в термо-барические условия, благоприятные для нефте- и газообразования. Здесь сочетаются нефтематеринские породы, коллекторы и непроницаемые экраны.

На втором уровне лавинной седиментации поступление максимальных масс органики и минерального осадочного материала происходит при снижении уровня, когда осуществляется сброс вещества с первого уровня. Важное значение на этом этапе имеет также и газовый состав придонных вод: в мезозое и в начале кайнозоя, когда отсутствовала глубинная система вентиляции океана холодными придонными водами, широким распространением пользовались условия стагнации; при высокой температуре придонных вод содержание кислорода в них снижается.

При глубоководном бурении с "Гломар Челленджера" преднамеренно обходились те места, где по предварительным данным могли быть скопления нефти и газа. Буре-

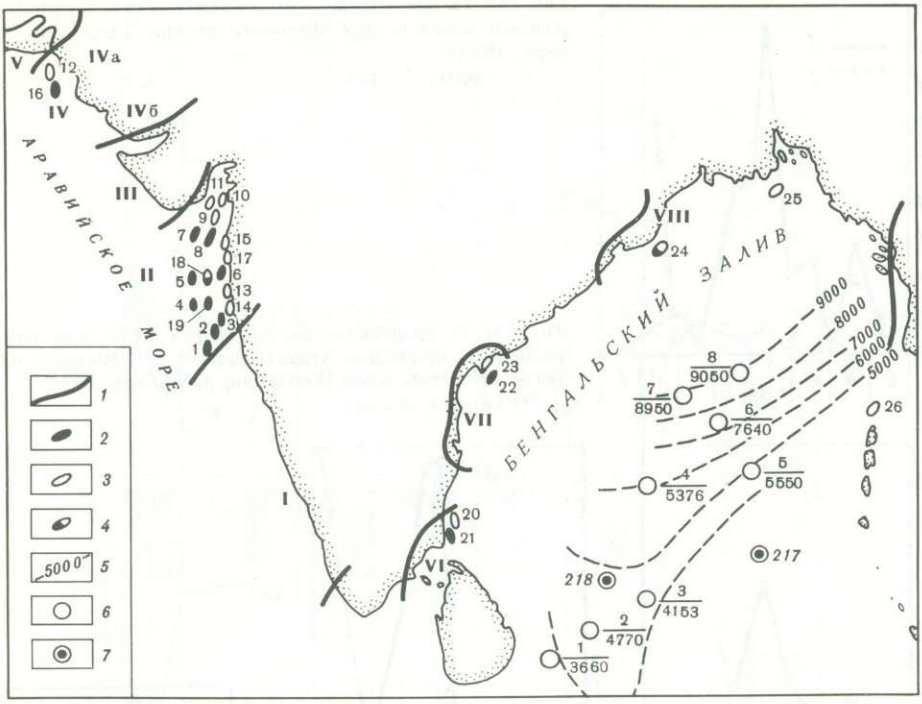


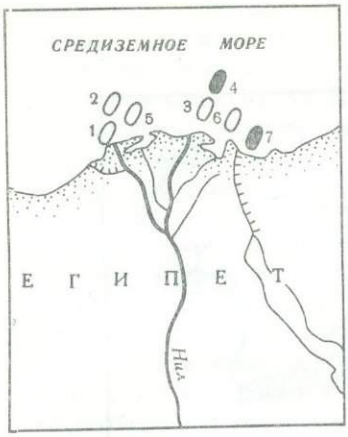
Рис. 162. Осадочно-породные бассейны и месторождения нефти и газа в Аравийском море и Бенгальском заливе [Геодекян, Забанбарк, 1985]

1 – границы бассейнов; месторождения (*2–4*): *2* – нефти, *3* – газа, *4* – нефтегазовые, *5* – изопахиты осадочного чехла, в км, *6* – станции (в числителе – номер, в знаменателе – мощность осадочного чехла в м), *7* – скважины глубоководного бурения.

Б а с с е й н ы: I – Малабарский, II – Камбейский, III – Кач-Катиаварский, IV – Нижнеиндийский; IVа – Качинский прогиб; IVб – Набисарский участок; V – Меранский; VI – собственно Бенгальский; VII – Годоварский; VIII – Коромандельский

ние обычно не производилось в отложениях второго уровня лавинной седиментации, а также в районах, прилежащих к дельтам. Одним из критериев было содержание $C_{орг}$ в осадках: бурение вели в местах, где содержание $C_{орг}$ не превышает 0,5% (исходя из практики нефтяного бурения в таких местах скопления нефти и газа маловероятны). На рис. 159 видно, что запасы нефти и газа возрастают при глобальных трансгрессиях и высоком стоянии уровня, т.е. главное значение имеют отложения первого глобального уровня. Для этого уровня прослеживается прямая связь между скоростью заполнения бассейна (а не водоема в целом!) осадочным материалом и разведанными запасами.

О масштабах работ на нефть и газ в океанах говорят несколько цифр, которые опубликованы в сводках по нефтяному бурению AAPG. В 1984 г. поиски нефти и газа в море вели 125 стран, а морскую добычу нефти вели 33 страны, газа – 43. Общее количество морских буровых кораблей и платформ в 1984 г. достигало 735 с рабочей глубиной воды для погружения платформ –120 м, для полупогруженых до –600 м. Максимальная глубина бурения со стационарного основания достигала 312 м (Мексиканский залив). Общее число скважин, пробуренных на шельфах мира, а также в верхней части континентального склона, в настоящее время превышает 100 тыс., причем к 1983 г. было выявлено под водой более 1700 месторождений нефти и газа с извлекаемыми запасами (по состоянию на 1980), 27,5 млрд т нефти и 16,5 трлн $м^3$ газа. Разработаны системы эксплуатации скважин на глубинах до 1000 м, а разведка ведется в ряде мест до глубин океана в 2000–2500 м. Сейчас уже нет сомнения в том, что главные



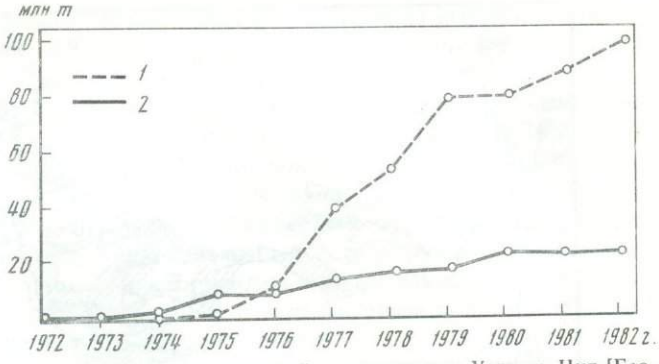


Рис. 163. Месторождения нефти и газа на первом уровне лавинной седиментации. Устье р. Нил [Геодекян, Забанбарк, 1983]

1 – Абу-Кир; *2* – Наф; *3* – Эль-Темзах; *4* – Тинех; *5* – Тал-Эль-Ахмар; *6* – Порт-Фуад-Марин; *7* – блок 13

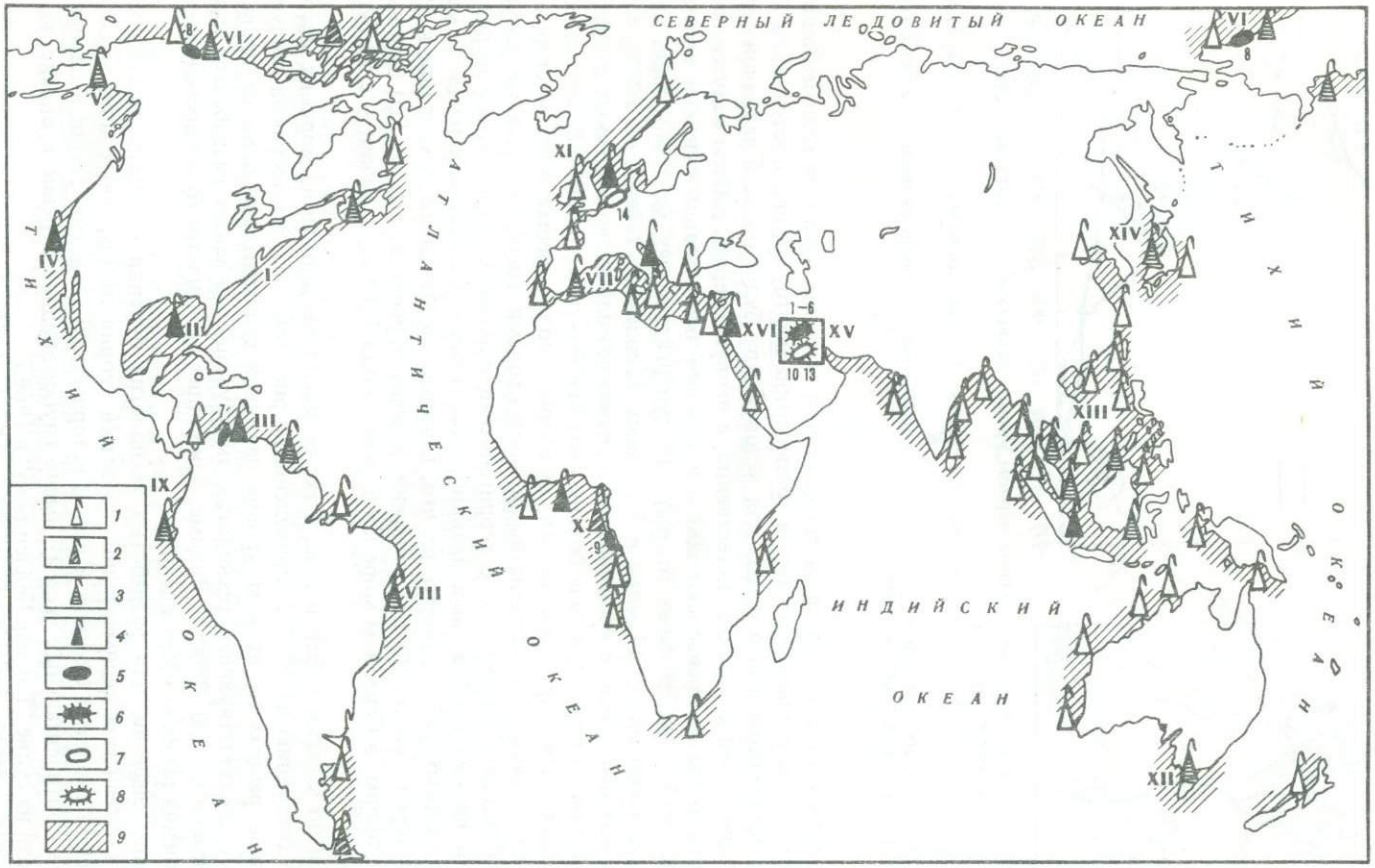
Рис. 164. Динамика добычи нефти со дна моря в британском (*1*) и норвежском (*2*) секторах Северного моря [Геодекян, Забанбарк, 1983]

запасы нефти и газа находятся на дне океана, в областях лавинной седиментации. Сейчас со дна океана добывается каждая третья тонна нефти, предполагается, что к 2000 г. главным источником нефти и газа для человечества будут области лавинной седиментации на дне морей и океанов. Естественно, в первую очередь работы ведутся на шельфах, где глубины не превышают 200 м и условия эксплуатации скважин значительно проще. К 1983 г. на шельфах открыто 14 супергигантских месторождений нефти с общими запасами около 17 млрд и 5 газовых [Геодекян, Забанбарк, 1985]. Следует отметить две характерные особенности: во-первых, количество нефтяных месторождений на шельфах почти в три раза больше, чем газовых, что говорит о более благоприятных условиях для нефтеобразования, во-вторых, подавляющая часть месторождений (около 83%) связана с карбонатными коллекторами (особенно рыхлые постройки рифов) и только 17% связано с терригенными породами. Карбонатные коралловые постройки являются областями лавинного биогенного осадконакопления. О масштабах региональных работ говорит то, что, например, в Мексиканском заливе к 1982 г. было пробурено около 20 тыс. скважин, причем бурение велось со 120 буровых судов и платформ, в Северном море пробурено около 1,3 тыс. скважин – с 50 буровых платформ.

Данные по запасам нефти и газа, а также масштабы добычи из морских месторождений по состоянию на 1983 г. приведены на рис. 160–165. Из рисунков следует, что разведочные работы на втором уровне лавинной седиментации пока не проведены, поскольку соответствующая технология эксплуатации скважин разработана пока до глубин склона в 2000–2500 м. Видимо, ближайшее десятилетие будет временем открытия и освоения таких месторождений.

Огромное значение для разработки технологии бурения в океане, для понимания процессов океанской седиментации, проверки теории литосферных плит и создания исторической геологии океанов и новой исторической геологии Земли в целом (а не только ее континентальных частей) имело глубоководное бурение в океане, которое было начато на судне "Гломар Челленджер" в 1968 г.

За 17 лет с этого судна было пройдено более 1000 скважин в ключевых районах океана, находящихся более чем в 600 точках. Бурение велось на глубинах до 6000 м, максимальная глубина проникновения в толщу донных осадков составила около 2000 м, а в толщу базальтов ложа океана – около 1500 м. Исключительно важным


СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН
ТИХИЙ ОКЕАН
ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI
1–6
10 13
14
1
2
3
4
5
6
7
8
9

результатом этой работы было изучение лавинной седиментации на втором и третьем уровнях, получение первых данных о строении мощных осадочных образований, расположенных у основания континентального склона. В сочетании с данными геофизики это позволило высказать предположение о перспективности на нефть и газ не только отложений первого уровня, но также и отложений, находящихся на глубинах 2000–4000 м.

Тем самым для будущего открывается новый пока еще не использованный резерв углеводородов, запас энергии на 21 век. Значительных месторождений нефти и газа со второго уровня лавинной седиментации в океанах пока еще не найдено, но в перспективности этих областей убеждает: 1) высокое содержание $C_{орг}$ в отложениях, наличие в них всех условий, благоприятных для образования крупных месторождений нефти и газа; 2) сопоставление с древними аналогами – отложениями континентальных окраин геологического прошлого. Можно ожидать первых находок крупных скоплений нефти и газа уже в ближайшем будущем, и в дальнейшем появится и технология эксплуатации месторождений на таких глубинах океана.

Освоение минеральных ресурсов шельфа потребовало создания особого правового режима. В соответствии с Конвенцией по морскому праву юридическое понимание континентального шельфа включает практически всю континентальную окраину и простирается за пределы береговой черты на 200 миль. Таким образом, в зоны действия национальной юрисдикции попадают значительные участки лавинной седиментации всех трех уровней – области развития главного осадочного тела Земли.

Рис. 165. Оценка запасов нефти и газа, добыча нефти на зарубежных морских месторождениях по состоянию на 1983 г. [Геодекян, Забанбарк, 1985]

1–4 нефтегазоносные районы с числом месторождений нефти и газа: *1* – от 1 до 5; *2* – от 5 до 10; *3* – от 10 до 20; *4* – 20 и более; *5* – супергигантское нефтяное месторождение (запасы 1 млрд т и более); *6* – группа супергигантских месторождений; *7* – супергигантское газовое месторождение (запасы более 1 трлн м^3); *8* – группа супергигантских газовых месторождений; *9* – площади размещения запасов нефти и газа. Месторождения-супергиганты (арабские цифры на карте): *1* – Лулу-Эсфандиар; *2* – Сафания; *3* – Манифа; *4* – Фрейдун-Марджан; *5* – Катиф; *6* – Махарах; *7* – Боливар; *8* – Прадхо-Бей; *9* – Эмерод; *10* – Нотр-Дам; *11* – Канган; *12* – Парс; *13* – структура W; *14* – Гронинген (Слохтерн).

Прогнозные запасы: I – атлантическая континентальная окраина США (нефти 2,77–3,04 млрд т, газа – 1,7–2,5 трлн м^3); II – Мексиканский залив (нефти 6–6,7 млрд т, газа – 1,7–2,5 трлн м^3); III – Карибское море (нефти 9,6–13,7 млрд т, газа 8,5 трлн м^3); IV – акватория штата Калифорния (нефти 2 млрд т); V – залив Кука (нефти 8,7–9 млрд т, газа 0,7–0,8 млрн м^3); VI – арктический район США и Канады (нефти 14 млрд т, газа 23 трлн м^3); VII – Средиземное море (нефти 3–3,5 млрд т, газа 2–3 трлн м^3). Извлекаемые запасы: VIII – акватория Бразилии (нефти 1–1,5 млрд т); IX – акватория Эквадора и Колумбии (нефти 0,6–0,8 млрд т); X – Гвинейский залив и континентальная окраина западного побережья Африки (нефти 2 млрд т); XI – Северное море (нефти 3,5–3,8 млрд т, газа 3–4 трлн м^3); XII – Бассов пролив (нефти 0,3–0,45 млрд т, газа 0,25–0,35 трлн м^3); XIII – Южно-Китайское море (нефти 1,5–3,0 млрд т, газа 0,5–1,5 трлн м^3); XIV – Японское море (нефти 0,1–0,5 млрд т); XV – Персидский залив (нефти 45–50 млрд т, газа 10–14 трлн м^3); XVI – Красное море (нефти 0,4–0,8 млрд т)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованиями последнего десятилетия удалось открыть крупнейшее на Земле скопление осадочного материала и установить, что главная масса осадочного вещества нашей планеты находится не на континентах, где она изучалась сотни лет геологами, а скрыта водами океана и почти не изучена.

Эти огромные массы осадочного вещества не рассеяны равномерно по дну конечного водоема стока – океана, как ранее считалось, а сосредоточены в узких полосах, где и накапливается более 9/10 всего осадочного вещества океана. Площадь этой области, где накопление осадков идет с лавинными скоростями (более 100 Б), составляет всего около 10% от общей площади дна океана.

На главной по площади остальной части дна океана (около 90%) выявляется резкий дефицит осадочного вещества, существуют условия седиментационной дистрофии, неотложения и размыва осадков, возникают значительные по площади и по длительности перерывы в осадконакоплении.

Явления быстрого накопления отложений на отдельных участках дна водоемов установлены давно, но определить истинные масштабы этого процесса в пространстве и времени удалось только сейчас с применением наиболее совершенной методики геофизических исследований, глубоководного бурения, детального исследования шельфов с бурением скважин, изучения количественного распределения взвесей и новых количественных методов в литологии.

По определению автора, лавинная седиментация – это процесс очень быстрого, лавинного накопления осадочного материала на участках дна водоемов, который приводит к возникновению уникальных свойств донных отложений и пород и имеет важные тектонические следствия – ведет к изостатическому прогибанию земной коры, что в свою очередь приводит к созданию особых термобарических условий. Лавинная седиментация создает условия, благоприятные для сохранения органики, что способствует процессам диагенетического перераспределения элементов, возникновению новых минеральных образований, минеральных и геохимических парагенезов, характерных для этой среды, способствует преобразованию рассеянных форм органики в нефть и газ. Само определение термина "лавинная седиментация", как видим, предполагает сочетание не одного, а нескольких критериев.

Области лавинной седиментации опоясывают континенты и занимают полосу, переходную между континентом и океаном, – скрытые водами океана подводные цоколи материков, а также прилежащие части океана (континентальное подножие, краевые части абиссальных равнин). В эту область включаются устья рек (области лавинной седиментации верхнего гипсометрического уровня), шельфы, континентальный склон. Общая ширина этой зоны с необычными условиями седиментации и необычным строением осадочных толщ, около 1000 км, а суммарная длина ее составляет около 350 тыс.км. Ширина зоны неравномерна, в ряде мест она снижается до первых сотен километров.

Минимальная площадь может быть определена по площади шельфа (18,4 млн км^2), континентального склона (28,7 млн км^2) и континентального подножия (25 млн км^2).

Всего, таким образом, это 72,1 млн км^2 или около 20% дна океана (без краевых частей абиссальных равнин).

Области лавинной седиментации гипсометрически разделяются на три уровня, разделенные по вертикали на 3–10 км. Первый уровень – устья рек, второй – основание континентального склона, третий – глубоководные океанские желоба на активных окраинах. Наибольшего размаха процессы лавинного осадкообразования достигают в местах, где сочетается ураганное по скорости поступление осадочного вещества со значительными перепадами в высотах рельефа. Именно разницей высотных положений определяется интенсивность гравитационных перемещений вещества, сама их возможность. Обводненным осадкам, накапливающимся здесь, достаточно небольших наклонов дна – около 1° (а в сейсмичных районах – даже 0,1°) для движения масс разжиженных вследствие высоких скоростей накопления отложений.

Динамика осадочного вещества в областях лавинной седиментации определяется не только энергией положения (потенциальной), но также и волновым воздействием, особенно активным при понижениях уровня океана, когда рыхлые лавинные отложения первого уровня становятся областью размыва, областью возникновения перерывов.

Механизм осадкообразования, а также свойства осадочных отложений, геометрия осадочных бассейнов областей лавинной седиментации резко отличаются от механизма накопления осадков "частица за частицей", который в основном и описывался теоретической литологией; коренным образом отличаются образующиеся осадочные бассейны, их отложения. При нормальном осадочном процессе из разбавленных взвесей, поставляемых в океан реками или биосом, осаждение идет по закону Стокса в динамическом поле океана и важнейшее значение для формирования осадков имеют крупность частиц и течения. При лавинной седиментации главное значение имеют не гранулометрический состав, а реологические свойства осадочных отложений. Направление перемещения осадочного вещества определяется не течениями и волнами, а наклонами дна, движение идет по уклонам дна и сосредоточено в каналах (канализованный тип перемещений вещества) или охватывает большие площади склонов (склоновый тип).

В отличие от нормальной седиментации, где осадочный материал рассеивается в конечном водоеме стока, при лавинной седиментации имеет место резкое концентрирование осадочного вещества, его накопление не на всей площади дна конечного водоема, а на локальных его участках – в осадочно-породных бассейнах. Колоссальные нагрузки компенсируются изостатическим прогибанием коры, вследствие этого концентрация материала в одних и тех же бассейнах может продолжаться десятки миллионов лет, что приводит к возникновению колоссальных осадочных тел. Достаточно сказать, что объем подводной дельты Ганга и Брахмапутры приблизительно в 10 раз больше объема Черного моря!

Лавинная седиментация – главная по значению форма осадочного процесса на Земле. В бассейнах лавинной седиментации мощности осадочных отложений достигают 10–15 км, а в некоторых случаях 20 км, в то время как вне областей лавинной седиментации на огромных площадях пелагиали морей и океанов мощности составляют обычно первые сотни метров (в среднем для Мирового океана 459 м). Возраст многих осадочно-породных бассейнов, скрытых сейчас водами океана, достигает 160 млн лет. Более древние бассейны лавинной седиментации находятся на суше. Это геосинклинали с участием вулканизма (эвгеосинклинали) или без его проявлений (миогеосинклинали). Современные области лавинной седиментации – аналоги древних геосинклиналей. В соответствии с теорией литосферных плит области лавинной седиментации – это отложения окраин континентальных плит (активных, пассивных, трансформных). При столкновении типа континент–континент или континент–островная дуга они выжимаются на поверхность континентов.

Процесс лавинной седиментации – многоэтапный. Его первый этап – быстрое отложение с ураганными скоростями в устьях рек на границе река–море. Здесь, как показывают прямые наблюдения за взвесью и влекомым осадочным материалом, осаждается более 90% осадочного вещества рек, причем одновременно действует несколько про-

цессов: механический (подпруживание речных вод океанскими), физико-химический (воздействие морской воды – электролита), биологический (грандиозное развитие планктона и бентоса в зонах смешения, перевод ими взвешенных и растворенных форм в донные осадки).

Прямые данные геофизических исследований, бурения в устьях рек показывают, что мощности осадочных отложений достигают здесь 10–15 км, причем главная их часть сосредоточена под водой. Особенно показательные материалы были получены в 96-м рейсе глубоководного бурения в дельте р. Миссисипи. Около 3% осадочного вещества дельты приходится на пески, до 25% – на алевриты (силт), 72% – на глины. Сочетание высоких скоростей седиментации со значительным содержанием органического вещества и благоприятным гранулометрическим составом создает здесь условия, благоприятные для скоплений нефти и газа, а также для образования ряда других важных видов минерального сырья.

Области лавинной седиментации первого уровня (устья рек) – это лишь первый шаг в развитии главных скоплений осадочного вещества на планете. При изменениях уровня океана, которые неоднократно имели место в геологическом прошлом, большая часть осадочного вещества перебрасывается на нижний – главный по значению – уровень (ЛС-2), к основанию континентального склона. Сюда поступают не только отложения из устьев рек, но также и осадочный материал с шельфов и склонов.

Процесс лавинной седиментации, вовлекающий грандиозные количества осадочного вещества, является энизодическим, непрерывно-прерывистым. Лавинная седиментация в устьях рек связана с паводками, глобальный сброс осадочного вещества с первого уровня лавинной седиментации на второй и третий уровни связан с периодическими снижениями уровня океана, перемещения осадочного вещества на склонах – с периодическим достижением осадочной толщей критической массы, после чего начинается движение блоков по склону. Периоды лавинной седиментации перемежаются с этапами накопления нормальных осадков, которые в целом в сложении толщи ОПБ имеют ничтожное значение.

Гравитационный механизм перемещений осадочного вещества в направлении уклона склонов определяет единство состава осадочного материала в ОПБ по вертикали. Минеральный, химический и в значительной мере гранулометрический состав осадочного вещества устьев рек сохраняется в связанных с ними по вертикали осадочных телах у основания склона (ОПБ-2). В латеральном направлении – вдоль основания склона – состав может значительно отличаться в соответствии с отличиями в составе исходного речного материала.

Для накопления углеводородов особенно большое значение имеет то, что главная их часть при гравитационных перемещениях почти на 4 км по вертикали сохраняется в толще гравититов. Чем больше органики в ОПБ-1, тем больше ее должно быть и в соответствующем ОПБ-2. Это открывает большие возможности для прогноза скоплений нефти и газа. Таким образом, у основания континентального склона – главной тектонической структуры Земли–происходит накопление осадочного вещества в количествах, превышающих все остальные регионы Мирового океана.

Лавинная седиментация на третьем глобальном уровне (ЛС-3) связана с активными окраинами литосферных плит (островные дуги и окраины андийского типа). Замечательными особенностями активных окраин являются: широкое развитие вулканизма и сейсмичности, субдукция океанской коры с залегающими на ней осадками, очень большие – максимальные для океана – глубины в глубоководных желобах, достигающие 11 км.

Перепад глубин (запас потенциальной энергии) дно океана–дно желоба составляет 2–5 тыс.м (того же порядка, что и для континентального склона), а перепад глубин со стороны дуги или континента достигает 10–11 км, и здесь, таким образом, сосредоточены огромные запасы энергии, нужной для развития гравитационных перемещений.

Области глубоководных желобов (с глубинами более 6 тыс.м) занимают всего около 1% от площади дна океана. Глубина желобов определяется закономерностями тектони-

ки: чем больше скорость субдукции, тем менее переуглублен желоб относительно дна океана, чем более древняя часть океанской плиты уходит в желоб, тем больше его глубина. Одной из особенностей желобов является их разделение на отдельные сегменты–клавиши, по которым идут движения.

В желобах происходит не только лавинное накопление осадочного вещества, богатого продуктами вулканизма, но также и уход этого вещества в глубины Земли. Этот уход определяется приблизительно в 1,5 км^3 в год. Ежегодное поступление терригенного материала – около 12 км^3, т.е. уход составляет 10–15 % от прихода.

Одновременно с этим часть осадочного вещества не затягивается в желоба, а сохраняется. Захват осадочного материала со склонов и дна желобов называют тектонической эрозией. Рядом исследований было установлено, что соотношение тектонической эрозии (ухода осадочного вещества) и аккреции (накопления) зависит главным образом от мощности осадочной толщи в желобах: при мощности более 400–500 м происходит соскребание осадков (аккреция), при меньших мощностях – их уход на глубины (тектоническая эрозия), материал исчезает из геологической летописи. Аккреционные отложения древних глубоководных желобов все чаще обнаруживаются на суше.

Соотношения активных и пассивных окраин меняются во времени, сейчас активные окраины сосредоточены в основном в Тихом океане, где около 60% окраин – активного типа с процессами тектонической эрозии и аккреции.

Для второго и третьего уровней лавинной седиментации могут быть выделены те же этапы седиментогенеза, что и для первого уровня: 1) мобилизация (подготовка) осадочного материала, его сбор со значительных площадей; 2) транспортировка по подводным руслам, каньонам и долинам; 3) отложение, главным образом, в форме конусов выноса, которые являются как бы строительными модулями областей лавинной седиментации второго и третьего уровней.

Перемещение идет по вертикали на 4–11 км и по горизонтали – до 1 тыс.км, а в ряде случаев до 2–2,5 тыс.км гравитационными потоками. Среди них выделяются по реологии, механизмам влечения, текстурам и особенностям строения осадочных толщ (гравититов) три класса: 1) подводные оползни и обвалы с сохранением целостности блока, пришедшего в движение, или с его деформацией; 2) потоки разжиженного осадочного вещества (подводные сели, пастообразные потоки, флюксотурбидиты, динамиктиты, галечниковые аргиллиты); 3) турбидные потоки. Выделяется еще и класс переходный от гравититов к суспенситам – контуриты, связанные с придонными течениями. Контуриты возникают за счет тонкого материала гравититов, который взмучивается при их движении вниз по склону и уносится далее придонными течениями.

При движении вниз по склону могут быть прослежены последовательности (сукцессии) гравититов. Обвалы и оползневые блоки по мере движения по склону, в особенности с крутыми участками и обрывами, все более разбавляются водой, и осадочная масса превращается в грязевой или грязекаменный поток (подводный сель) – поток разжиженного осадочного вещества. При дальнейшем движении по склону и пополнении водой поток превращается в турбидный – сначала высокоплотностной, а затем и в низкоплотностной. Значительная часть тонкого материала оказывается взвешенной в придонном слое и уносится течениями, давая начало контуритам. По мере разбавления водой увеличивается подвижность гравитационных потоков, дальность их проникновения в пелагиаль.

В пределах подводных конусов выноса имеет место очень примитивная дифференциация осадочного материала: более грубый материал сосредоточен в основном в верхних (проксимальных) частях конусов, более тонкий – в дистальных, гипсометрически самых низких частях.

Интенсивность поставки и особенности состава, свойства осадочного материала в области лавинной седиментации всех уровней определяются в основном климатической зональностью, а для ЛС-3 также и интенсивностью вулканизма, его типом. Главная масса осадочного вещества поставляется в океан из экваториальной гумидной зоны –

около 76% от общего. На втором месте стоят две умеренных гумидных зоны (вместе дают около 12%), значительно уступают им аридные зоны (около 6%) и ледовые (6%). Таким образом, наибольшая поставка осадочного материала имеет место в экваториальной зоне, здесь сосредоточены крупнейшие осадочные образования всех уровней.

В процессе лавинной седиментации отражаются и другие виды зональности: вертикальная, циркумконтинентальная и тектоническая, т.е. эти факторы являются общими для развития и суспензионных, и гравитационных типов перемещений осадочного вещества. Этими факторами определяются важнейшие закономерности осадочного процесса на Земле.

Главные скопления осадочного материала в океане оказываются сосредоточенными на двух гипсометрических уровнях, разделенных по высоте на 3–4 км. В ходе геологической истории океана происходит перемещение осадочного вещества только в одном направлении – с верхнего уровня на нижний (и никогда в обратном направлении). Таким образом, между ОПБ разных уровней существует тесная связь не только в пространственной локализации, но также и во времени, причем эти глобальные перемещения осадочного вещества – седиментационные революции – были одновременными для всей Земли. Это дает возможность наметить единую хроноседиментологическую шкалу, которая дополняет хроностратиграфическую. Этапы лавинной седиментации на одном уровне совпадают по этой шкале с этапами перерывов на другом.

Перерывы являются закономерным этапом в развитии лавинной седиментации, это как бы обратная сторона медали лавинной седиментации. Поэтому учение о перерывах входит в учение о лавинной седиментации. Глубоководное бурение более тысячи скважин в океане опровергло утверждение о тесной связи перерывов с вертикальными движениями: перерывы были обнаружены почти во всех кернах пелагических осадков, которые никогда не находились близко к поверхности океана. Детальное изучение перерывов и на первом уровне лавинной седиментации – в десятках тысяч скважин, а также методами сейсмостратиграфии–позволило прослеживать перерывы в толще осадков на больших расстояниях, картировать их, определять возраст и продолжительность. В настоящее время накопленный фактический материал дает возможность формулировать основные положения учения о перерывах.

Наибольшее значение для образования перерывов имеет не размыв, а явления неотложения материала, особенно развитые при лавинной седиментации на втором уровне. Скорости течений для неотложения осадков нужны в десятки раз меньшие, чем для размыва уже отложившихся связных отложений.

На первом уровне лавинной седиментации – в устьях рек – наибольшее значение в образовании крупных и продолжительных перерывов имеют изменения уровня океана, которые были глобальными, т.е. одновременными во всех морях и океанах системы Мирового океана. Этапы перерывов на первом уровне седиментации соответствуют этапам снижения уровня океана по кривой П. Вейла и др.

Перерывы на втором уровне возникают при захвате главных количеств осадочного вещества на первом уровне лавинной седиментации (в бассейнах ЛС-1), т.е. связаны с колебаниями уровня океана уже опосредствовано. При повышении уровня океана и возникновении условий лавинной седиментации на уровне ЛС-1 на уровне ЛС-2 возникают седиментационная дистрофия и перерывы. Процессы лавинной седиментации на уровнях ЛС-1 и ЛС-2, ЛС-3 идут, таким образом, синхронно и противофазно, чем определяются их связи в пространстве и времени.

Важное значение имеет также принцип неразрывности: никогда не возникает одновременно перерывов на всех уровнях седиментации, всегда океан был областью преимущественной аккумуляции осадочного вещества. Лавинной седиментации в одном месте или на одном уровне отвечает размыв и перерывы на другом уровне. Перемещение вещества с образованием перерывов может идти или по вертикали (из ЛС-1 в ЛС-2), или по горизонтали на дне океана, когда удаленный размывом материал накапливается с лавинной скоростью в области накопления переотложенных осадков.

Как отмечалось, даже на втором уровне лавинной седиментации на абиссальных глубинах перерывы встречаются на площади до 50–60% от поверхности дна. Распространение перерывов в осадконакоплении на первом уровне еще шире, перерывы обычно занимают столько же времени или больше, чем этапы осадконакопления.

Перерывы чаще всего встречаются в областях седиментационной дистрофии, являются ее дальнейшим развитием, т.е. чем меньше скорость седиментации, тем обычно больше частота встречаемости перерывов. Максимумы глобальных перерывов на уровне ЛС-2 отвечают границе мезозоя и кайнозоя (до 70–80%), границе эоцен–олигоцен (60–70%) и средний–поздний эоцен (40–60%). По площади распространения перерывы могут быть локальными, региональными и глобальными.

Перерывы связаны с действием "порционного механизма" перекачки осадочного вещества гравитационными силами с верхних уровней на нижние, они отвечают полноте этой перекачки: чем шире и продолжительнее перерывы на уровне ЛС-1, тем полнее происходит перекачка осадочного материала в места его постоянного накопления. Установленная синхронность лавинной седиментации и глобальных перерывов, а также перерывов и лавинной седиментации в региональных и локальных масштабах открывает большие возможности для новых приемов корреляции. Предложенная шкала глобальных перерывов уже широко используется для целей дальней корреляции буровых скважин на шельфе.

При возникновении перерывов и размыве осадочной толщи обычно остаются литологические, биологические и геохимические свидетельства. При размыве обычно происходит концентрирование в осадке наиболее крупных составных частей или включений (конкреций, крупных обломков, остатков организмов) с образованием слоев сокращенной мощности (так называемых конденсированных осадков). Этот грубый материал, вымытый из осадка, нередко образует защитный панцирь на поверхности отложений. Другая разновидность панцирей имеет геохимическую природу. Она связана с тем, что размываются обычно восстановленные осадки и на поверхности размыва, на границе окисленного и восстановленного слоев возникают специфические корки "хардграунд", обогащенные марганцем и цементирующие поверхность размыва или неотложения.

Биологические свидетельства – концентрирование на поверхности размыва или неотложения наиболее крупных остатков организмов, относящихся нередко к значительному возрастному диапазону, образование смешанных по микрофауне осадков в областях накопления материала, вынесенного из зон перерывов в отложении.

Если представить морской водоем или океан округлой формы, то в схеме у основания склона такого водоема возникает осадочный тороид (кольцо). По простиранию ширина и мощность тороида меняются с максимальными значениями близ мест впадения в водоем рек-гигантов. В пределах тороида, таким образом, выделяются цепочки из отдельных осадочно-породных бассейнов, которые заполнены отложениями гравититов.

Общие количества осадочного вещества в ОПБ определяются сочетанием многих факторов, из которых главное значение имеют два: тектоника и климат.

Для осадочных образований областей лавинной седиментации характерна периодичность (ритмичность, цикличность). Она связана с тем, что в локальных и региональных масштабах на склонах каждого поднятия – от небольших холмов до континентального склона – при достижении некоторой критической массы начинается гравитационное перемещение осадочного вещества. Оно определяется конкретным сочетанием скорости седиментации, свойств осадочного вещества, крутизны склона и др. Движение блоков осадочного вещества определяется, так же как и для оползней на суше, свойствами наиболее подвижного, неустойчивого на склоне слоя. Таким образом, на склонах всех поднятий существуют свои локальные и региональные порционные механизмы, которые срабатывают при достижении критических масс вещества. При длительном осадконакоплении эти механизмы действуют подобно часам, ход которых (если компонен-

ты во времени не меняются) может быть почти идеальным, что подтверждается анализом многих ритмичных отложений в разрезах. По мере рассмотрения все более крупных участков выясняется, что наряду с локальными "седиментационными часами" существуют и региональные. Есть, наконец, и глобальные седиментационные часы, которые отсчитывают время, единое для всей планеты. Их ход определяется массовым – глобальным – перемещением осадочного материала с первого на второй уровень лавинной седиментации при изменении уровня океана. При этом регистрация времени в осадочных разрезах оказывается двойной: в отложениях уровня ЛС-1 – появление одновременных перерывов, свидетельствующих об удалении вещества, а на уровне ЛС-2 – глобальное лавинное накопление этого вещества.

Таким образом, ритмичность отложений включает процессы локального, регионального и глобального масштабов, что нередко затрудняет практическое использование "литологических часов". Их временная привязка в глобальных масштабах уже сделана по датировке методами сейсмостратиграфии и бурения, а также в связи с изменениями уровня океана в фанерозое и более детально в мезозое и кайнозое выполнена кривая уровней П. Вейла и др. Этапы снижения уровня по кривой П. Вейла могут рассматриваться как этапы глобальной лавинной седиментации на уровне ЛС-2 (им соответствуют по времени глобальные перерывы на уровне ЛС-1).

Из сказанного следует, что главные осадочные тела поясов ЛС-1, ЛС-2 и ЛС-3 по вертикали тесно связаны. Связаны и конкретные скопления осадочного вещества в очень узко локализованных пространственно участках – осадочно-породных бассейнах (ОПБ-1 и ОПБ-2). Эти их связи очень длительны, и история существования осадочных тел, расположенных на разных гипсометрических уровнях, оказывается единой. Поэтому предлагается назвать такие сопряженные в пространстве и времени образования, состоящие из верхнего питающего бассейна и аккумулирующего (нижнего), а также связывающей их транспортной сети (долины, каньоны и др.), осадочными системами.

Осадочная система – это целостная система, которая определяет многие общие и частные закономерности количества и состава осадочного вещества. Области лавинной седиментации Земли состоят из отдельных осадочных систем, объединяют их аккумулятивные части. Могут быть локальные, региональные и глобальные системы. Системы могут быть постоянно действующими и временными (вади, выходящие к морю, сухие конусы выноса на суше и др.). Осадочные системы связаны по вертикали (ОПБ-1 и ОПБ-2, ОПБ-3) воедино составом и свойствами осадочного вещества, историей развития. Изменения в одной части системы ведут к изменениям в другой. Они могут быть разных масштабов: от ручейка, впадающего в пруд или болото, до крупных систем, охватывающих значительные части континентов и океанов (Амазонка и др.).

К числу крупнейших закономерностей систем относятся вертикальные связи осадочно-породных бассейнов, глобальный механизм сброса осадочного материала с верхнего уровня на нижний при понижениях уровня океана, особые механизмы перемещения осадочного вещества, особое строение осадочно-породных бассейнов, история, структурно-текстурные особенности, минеральный и химический состав осадков. В работе изложено начало учения об осадочных системах Земли. Их изучение в единстве по принципу неразрывности требует включения не только этапов накопления лавинных масс осадочного материала, но и этапов их удаления с образованием перерывов. При массовом удалении осадочного вещества из питающей части системы (из ОПБ-1) происходит массовое его накопление в аккумулирующей части (в ОПБ-2). Эти процессы синхронны, они связаны единством объемов и масс вещества, единством его состава и свойств и поэтому должны рассматриваться совместно. Уже указывалось, что для этих перемещений существует единая для Земли периодизация, что процессы в питающей и аккумулирующей частях системы идут в противофазе.

Итак, при кажущейся пестроте и противоречивости осадочных процессов в областях

лавинной седиментации и глобальных перерывов удается установить четкие закономерности, определяющие их развитие в пространстве и времени, многообразные связи. Это закономерности, определяющие формирование не второстепенных, а главных по массе осадочных образований Земли.

Главное скопление осадочного вещества на современном этапе и в геологическом прошлом отвечает главным тектоническим и морфологическим границам между двумя типами земной коры – континентальной и океанской. Термин "континентальная окраина" приобретает, таким образом, не только морфологический и тектонический, но также и литологический смысл. Это область крупнейших скоплений осадочного вещества с особыми механизмами, составом и свойствами, а также связанных с ними скоплений минерального сырья, в первую очередь нефти и газа. Можно надеяться, что изложенные представления о лавинной седиментации и перерывах восполнят пробел в наших представлениях об осадочной оболочке Земли и инициируют новые исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Аккуратов В.Н. Генетическая классификация лавин // Тр. Эльбрус. комплекс. экспедиции. 1959. Т. 1. С. 215–233.

Артемьев В.Е. Органический углерод и углеводороды в устьях рек южных морей СССР// Литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 142–148.

Архангельский А.Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1930. Т. 8. № 12.

Бабб Дж.Н., Хетлелид Дж.М. Выделение карбонатных построек по сейсмическим данным // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 1. С. 326–358.

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 320 с.

Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 210 с.

Башенина Н.В. Типы мегарельефа материков. М.: Изд-во МГУ, 1964.

Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 12. С. 97–130.

Безруков П.Л. Неравномерности распределения глубоководных осадков // Океанология. 1962. Т. 2, вып. 1. С. 9–26.

Безруков П.Л. Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение // Палеонтология, морская геология. Доклады советских геологов. М.: Наука, 1976.

Безруков П.Л., Петелин В.П. Донные осадки глубоководных желобов западной части Тихого океана // Тр. Океаногр. комис. 1962. Т. 10, вып. 3.

Береснев А.Ф., Удинцев Г.Б., Морозов Ю.И. и др. Строение осадочного чехла и акустического фундамента по донным ГСП // Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. С. 19–46.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Взвеси и коллоиды // Океанология: Химия вод океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 325–334.

Бондаренко Б.А., Горкаленко И.А., Журавлев А.В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 1.

Борисевич Д.В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования // Вопр. географии. 1954. № 36. С. 182–206.

Борисевич Д.В. Условия формирования поверхности выравнивания: (На примере Урала) // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 37–44.

Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 271 с.

Брод И.О., Васильев В.Т., Высоцкий И.В. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М.: Недра, 1965. 280 с.

Брод И.О., Еременко Н.А. Основы геологии нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1953. 310 с.

Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1984. 140 с.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.; Л.: ОНТИ, 1934. 140 с.

Букштынов А.Д., Грошев Б.И., Крылов Г.В. Леса. М.: Мысль, 1981. 306 с.

Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Карнюшина Е.Е. Условия нефтегазообразования в кайнозойских бассейнах северо-западной части Тихоокеанского пояса // Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977. С. 47–55.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 135–156.

Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. К вопросу о нефтематеринском потенциале седикахитов – органического вещества осадочных пород // Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977. С. 9–29.

Вейл П.Р., Митчем Р.М. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982а. Т. 1. С. 160–215.

Вейл П.Р., Митчем Р.М. Относительные изменения уровня по береговому подошвенному налеганию // Там же. 1982б. Т. 1. С. 127–160.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана // М.: Наука, 1967. 212 с.

Виноградов М.В., Лисицын А.П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 5–25.

Войтковский К.Ф. Критерии устойчивости снежного покрова на лавиноопасных склонах // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 79–93.

Вронский В.А. Некоторые аспекты приме-

нения марино-палинологии в нефтяной геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 150–154.

Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Серегин А.М., Соколов Б.А. Карта нефтегазоносных бассейнов мира // Губкинские чтения. М.: Недра, 1972. С. 24–37.

Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества в осадочных толщах Мирового океана. М.: Наука, 1982. 226 с.

Геодекян А.А., Забанбарк А. Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в Мировом океане. М.: Наука, 1985. 192 с.

Геология континентальных окраин // Под ред. К. Берка, Ч. Дрейка. М.: Мир, 1978. Т. 1. 335 с; Т. 2. 371 с.; Т. 3. 401 с.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. 151 с.

Глаголева М.А. Формы миграции элементов в речных водах // К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 58 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 161 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника Берингова моря // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ, 1981. С. 5–26.

Горбачев В.Ф. Новая глобальная тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Недра, 1983. 268 с.

Гордеев В.В. Геохимия речного стока и лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. С. 82–95.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.

Гордеев В.В. Черты геохимии речного стока в океане // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 29–51.

Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвеси рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 1. С. 255–258.

Грачевский М.М., Кучерук Е.В., Скворцов И.А. Использование геофизических методов для поиска нефти и газа в ловушках неструктурного типа за рубежом. М.: ВНИИОЭНГ, 1981.

Демина Л.Л. Формы миграции тяжелых элементов в океане. М.: Наука, 1982. 118 с.

Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С. Формы Fe, Mn, Zn и Cu в речной воде и взвеси и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими: (На примере рек бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей) // Геохимия. 1978. № 8. С. 1211–1229.

Дикинсон У. Модели геосинклиналей в свете положения тектоники плит // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 220–231.

Достижения в нефтяной геологии / Под ред. Г.Д. Хобсона; Пер. с англ. под ред. С.П. Максимова. М.: Недра, 1980. 320 с.

Дрейк Ч.Л., Берк К.А. Геологическая роль подводных континентальных окраин // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 9–17.

Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.

Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М., Мусса А.А. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наук. думка, 1979. 132 с.

Емельянов Е.М., Мусса А.А., Митропольский А.Ю. Минералогический и химический состав аллювия реки Нил // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 78–89.

Емельянов Е.М., Шимкус К.М. Взвешенное вещество в Средиземном море и его минеральный состав // Океанология. 1973. Т. 13, вып. 4. С. 646–653.

Емельянов Е.М., Шимкус К.М. Карбонаты, кремнезем и железо во взвеси Средиземного моря // Там же. 1974. Т. 11, вып. 1. С. 106–111.

Живаго В.Н. Распределение эоловой взвеси над центральными и северными районами Индийского океана // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975. С. 200–213.

Живаго В.Н., Богданов Ю.А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974. С. 65–80.

Живаго В.Н., Серова В.В. Минералогия эоловой взвеси над центральными районами Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 1. С. 20–38.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 226 с.

Калинин Г.Д., Бреслав Е.И., Клиге Р.К. Некоторые особенности современных изменений уровня океана // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 5–12.

Карр М.Дж., Стайбер Р.Е., Дрейк Ч.Л. Сегментированная природа некоторых континентальных окраин // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 120–132.

Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали // Там же. Т. 2. С. 327–339.

Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.

Кинг Ф.Б. Тектоника Северной Америки. М.: Прогресс, 1972. 268 с.

Комаров А.В. Распределение пыльцы и спор в донных осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 3. С. 3–12.

Конкин А.М., Лукашин В.Н., Зверинская И.Б. Цветные и редкие элементы во взвешенном веществе рек Черноморского побережья Кавказа // Тез. докл. Моск. гор. конф. молодых науч. работников по геологии, минералогии, геохимии и обогащению цветных благородных металлов и алмазов. М., 1972. С. 152–154.

Конторович А.Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны: (По материалам Западной Сибири и других районов) // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 88–101.

Конюхов А.И. Окраины материков: Обстановка осадконакопления, геоформации, эволюция в мезозое и кайнозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1982. 52 с.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высш. шк., 1971. 367 с.

Кузнецов Ю.Я., Левин Л.Э., Маловицкий Я.П. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. М.: Недра, 1970.

Кульм Л.Д., Фаулер Дж.А. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: Проверка модели чешуйчатых подвигов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 291–317.

Кунин Н.Я. Подготовка структур к глубокому бурению для поисков залежей нефти и газа. М.: Недра, 1981.

Кунин Н.Я. Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР // Сов. геология. 1983. № 1. С. 29–37.

Куприн П.Н., Сорокин В.М. Отражение в разрезе четвертичных осадков изменения уровня Черного моря // Изменения уровня. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 221–226.

Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. 184 с.

Левин Л.Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979.

Левин Л.Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М.: Недра, 1984. 250 с.

Левин Л.Э., Хаин В.Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 34–39.

Левитан М.А. Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Левитан М.А. Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 3. С. 111–116.

Леонов М.Г. Олистостромы и их генезис // Геотектоника. 1978. № 5. С. 18–33.

Леонтьев О.К. О гигантских аккумулятивных формах абиссальных областей дна Мирового океана // Океанология. 1975. Т. 14, вып. 6. С. 1079–1086.

Лисицын А.П. Некоторые данные о распределении взвешенных частиц в водах Курило-Камчатской впадины // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 12. С. 62–97.

Лисицын А.П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицын А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана // Океанол. исслед. 1964. № 10.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

Лисицын А.П. Скорости современного осадкообразования в океанах // Океанология. 1971. Т. 10, вып. 6. С. 957–969.

Лисицын А.П. Мощность осадочной толщи и скорости осадконакопления в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения // Там же. 1973. Т. 13, вып. 2. С. 268–279.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах: (Количественное распределение осадочного материала). М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд: К 75-летию акад. И.М. Страхова. М.: Наука, 1975. С. 114–130.

Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 6. С. 3–22.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 358 с.

Лисицын А.П. Глобальные зоны седиментогенеза // Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979. С. 118–136.

Лисицын А.П. Общие закономерности строения осадочных толщ океана // Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 36–104.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. С. 3–59.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 1. Общие закономерности. Глобальные уровни и пояса // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 3–27.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 2. Накопление осадочного вещества в крупнейших дельтах мира. Первый глобальный уровень – закономерности количественного распределения и состава вещества // Там же. 1984. № 5. С. 3–29.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 3. Второй глобальный уровень седиментации и основание материкового склона // Там же. 1985а. № 4. С. 3–25.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 4. Этапы седиментогенеза второго глобального уровня: (Подготовка, транспортировка, аккумуляция). Модели подводных конусов выноса // Там же. 1985б. № 6. С. 3–20.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 5. Особые механизмы перемещения осадочного вещества и формирование осадочных тел второго глобального уровня. Гравититы, их классы и ряды // Там же. 1986. № 4. С. 3–29.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Взвешенный аморфный кремнезем в водах Тихого океана // Океанол. исслед. 1968а. № 18. С. 5–42.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Взвешенное органическое вещество в водах Тихого океана // Там же. 1968б. № 18. С. 75–156.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Взвесь в водах Тихого океана // Тихий океан. М.: Наука, 1970. С. 67–128.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Емелья-

нов Б.М. и др. Взвешенные вещества в водах Атлантического океана // Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград, 1975. С. 5–199.

Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 5–24.

Лисицын А.П., Гордеев В.В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 38–58.

Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Гурвич Е.Г. и др. О соотношении выноса элементов реками и их накопления в донных осадках океанов // Геохимия. 1982. № 1. С. 106–113.

Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Влияние выносов рек на пелагическое осадконакопление в Индийском океане: (На примере Аравийской котловины) // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 23–30.

Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Литолого-фациальная характеристика плейстоцен-голоценовых осадков Индийского океана // Геохимия диагенеза осадков Индийского океана. М., 1983. С. 15–38.

Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г., Шеменда А.И. Моделирование деформаций островных дуг, приводящих к образованию тектонических террас и возникновению цунамигенных землетрясений // Докл. АН СССР, 1980. Т. 255, № 1. С. 74–77.

Ломизе М.Г. Арауканский вулканический пояс. Анды // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 5.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Л.: Недра, 1970. 514 с.

Лонгинов В.Н. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1972. 273 с.

Лубченко И.Ю., Белова И.В. Миграция элементов в речных водах // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 1–23.

Лукашин В.Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 183 с.

Максимов С.П., Кунин Н.Я., Сардонников Н.М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. М.: Недра, 1967. 240 с.

Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н. Общие закономерности глубинного строения по комплексным геофизическим исследованиям // Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. С. 55–63.

Мамедов Т.М. Селевые потоки и лесоводственные меры борьбы с ним // М.: Л.: Гослесбумиздат, 1960. 164 с.

Манская С.М., Кодина Л.А. Геохимия лигнина. М.: Наука, 1975. 229 с.

Марковский Н.И. Нефть в устьях рек // Природа. 1976. № 2.

Мацуй В.М., Рябцев Н.С. Позднеплиоценовые врезы речных долин Северного Приазовья // Тектоника и стратиграфия. 1981. Вып. 22. С. 19–27.

Митчем Р.М., Вейл П.Р. Методика стратиграфической интерпретации сейсмических данных // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 1. С. 215–243.

Митчем Р.М., Вейл П.Р., Сангри Дж. Стратиграфическая интерпретация сейсморазрезов // Там же.

Митчем Р.М., Вейл П.Р., Томпсон С. Осадочный комплекс как основная единица при стратиграфическом анализе // Там же. С. 108–127.

Монин А.С., Коменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 261 с.

Монин А.С., Сорохтин О.Г. О затягивании осадков на большие глубины под континенты // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 3. С. 583–586.

Морозов Н.П., Батурин Г.Н., Гордеев В.В., Гурвич А.Г. О составе взвесей и осадков в устьевых районах Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби // Гидрохим. материалы. 1974. Т. 60. С. 1–60.

Москалев Ю.Д. Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты. 1977. 232 с. (Тр. САНИП; Вып. 36).

Москаленко В.Н., Шимкус К.М. О роли оползневых образований – олистострим и олистостром в позднекайнозойском осадконакоплении Черного моря // Океанология. 1976. Т. 16, вып. 4. С. 655–661.

Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 401–419.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 531 с.; Т. 2. 391 с.

Наумов А.Л., Бинштok М.М., Онищук Т.М. Об особенностях формирования разреза неокома Среднего Приобья // Геология и разведка нефти и газов месторождений Зап. Сибири. 1977. Вып. 64. С. 39–46.

Неручев С.Г. Обоснованные и еще нерешенные вопросы генезиса нефти и газа и их значение для прогноза нефтегазоносности // Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977. С. 30–34.

Нестеров И.И., Кулахметов Н.Х., Потеряева В.В. и др. Некоторые особенности осадконакопления и их влияние на нефтегазоносность седиментационных бассейнов // Там же. С. 105–113.

Нестерова И.Л. Формы миграции элементов в р. Оби // Геохимия. 1960. № 4. С. 355–362.

Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.

Отуотер М. Охотники за лавинами. М.: Мир, 1972. 180 с.

Панов Д.Г. Общая геоморфология. М.: Высш. шк., 1966. 425 с.

Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961.

Полдерварт А. Химия земной коры // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 130–158.

Приклонский В.А. Грунтоведение. М.: Госгеолиздат, 1949. Т. 1. 405 с.

Прыткова М.Я. Осадконакопление в малых водохранилищах. Л.: Наука, 1981. 152 с.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 438 с.

Родин Л.Е., Базилевич Н.И., Розов Н.Н. Биологическая продуктивность растительности земной суши и океана и факторы, ее определяющие // Человек и среда обитания. Л., 1974. С. 160–175.

Ронов А.Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков: (По данным объемного метода) // Проблемы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 118–164.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.

Росс Д. Черное море // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 14–27.

Самойлов И.В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952. 526 с.

Сангри Дж.Б., Уидмайер Дж.М. Интерпретация терригенных осадочных фаций по данным сейсморазведки // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 1. С. 282–326.

Сафьянов Г.А. Взаимодействие подводных каньонов и береговой зоны океана // Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Вып. 7. С. 23–27.

Сафьянов Г.А., Пыхов Н.В. Геоморфология, осадки и литодинамика конуса выноса ингурского подводного каньона: (Черное море) // Литодинамика и гидродинамика контактной зоны океана. М.: Наука, 1981. С. 78–91.

Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Н.Я. Кунина. М.: Мир, 1982. Т. 1. 370 с; Т. 2. 337 с.

Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Мир, 1981. 369 с.

Серова В.В. Некоторые черты минералогического состава взвеси Индийского океана // Океанология. 1969. Т. 9, вып. 3. С. 462–474.

Соколов Б.А. О направленности и стадийности развития нефтегазоносных бассейнов: (На примере бассейнов СССР) // Третья науч. конф. геол. фак. МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 85–102.

Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 227 с.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.

Сорохтин О.Г., Лобковский Л.И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 5.

Степанов В.Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 253 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960–1963. Т. 1. 212 с.; Т. 2. 572 с.; Т. 3. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 3–30.

Страхов Н.М. К познанию терригенной седиментации в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 16–38.

Стюарт Ч.Дж., Каугхей Ч.А. Сейсмофации и седиментология осадков плейстоцена в северо-западной и центральной части Мексиканского залива // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Т. 2. С. 457–502.

Тальвани М., Элдхолм О. Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 49–71.

Товстопят Е.С., Еременко В.Я., Назарова А.А. Комплексные соединения тяжелых металлов с аминокислотами, встречающимися в природных водах // Гидрохим. материалы. 1971. Т. 6. С. 91–106.

Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1982. 197 с.

Тушинский Г.К. Лавины: Возникновение и защита от них. М.: Географгиз, 1949. 215 с.

Тушинский Г.К. Перекристаллизация снега и возникновение лавин. М.: Географгиз, 1953.

Уайз Д. Эволюция континентальных окраин, относительной высоты стояния континентов и океанов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 51–68.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 217 с.

Фишер Р.Л. Подводные континентальные окраины тихоокеанского типа // Там же. С. 31–51.

Флейшман Г.М. Сели. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 310 с.

Фляйг В. Внимание, лавины. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 105 с.

Хаин В.Е. Мобилизм в современной геологии: Прогресс, проблемы, перспективы // Вестн. АН СССР. 1983. № 3. С. 108–121.

Хаин В.Е. Тектоника литосферных плит – достижения и нерешенные вопросы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 23–37.

Хаин В.Е., Соколов Б.А. Современное состояние и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 94–107.

Хатертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 108–120.

Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3–24.

Хворова И.В., Серова В.В., Горбунова З.Н. Влияние речных выносов на глубоководное осадконакопление: (На примере Центральной котловины Индийского океана) // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 3–16.

Хюне Р. фон. Осадки современных глубоководных желобов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 232 –239.

Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А. Колебания

уровня Черного моря в плиоцене // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 175–188.

Чистяков А.А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов // Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ, 1980. С. 1–163.

Чудаева В.А., Гордеев В.В., Фомина Л.С. Фазовое состояние элементов во взвесях некоторых рек бассейна Японского моря // Геохимия. 1982. № 4. С. 585–596.

Чумаков Ч.С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и в Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 113 с.

Шимкус К.М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981. 239 с.

Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. Донные отложения и черты четвертичной истории Черного моря // Земная кора и формирование Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 138–163.

Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 192–207.

Шор Дж. Континентальные окраины Центральной Америки // Там же. С. 310–314.

Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, вып. 2. С. 9–44.

Ярошевский А.А. Динамическая модель геохимического цикла // Разделение изотопов и элементов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979. С. 69–78.

Adams C.G. et al. The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean // Nature. 1977. Vol. 269. P. 283–286.

Ader D.V. Major marine cycles in Mesozoic // Quart. J. Geol. Soc. London. 1981. Vol. 138. P. 159–166.

Aleen A.A. Effect of river outflow management on marine life // Mar. Biol. 1972. Vol. 15. P. 200–208.

Allen J.R. Physical processes of sedimentation. L.: Allen a. Unwin, 1970a. 248 p.

Allen J.R. The sequence of sedimentary structures in turbidites, with special reference to dunes // Scott. J. Geol. 1970b. Vol. 6. P. 141–161.

Allis R.G., Barrett P.J., Christoffel D.R. A paleomagnetic stratigraphy for Oligocene and early Miocene marine glacial sediments of Site 270, Ross Sea, Antarctica // Init. Rep. DSDP. 1975. Vol. 28. P. 873–884.

Antoine J., Pyle T.E. Crustal studies in the Gulf of Mexico // Tectonophysics. 1970. Vol. 10. P. 27–40.

Artur M.A., Jenkins H.C. Phosphorites and paleoceanography // Oceanol. Acta. 1981. NSP. P. 83–96.

Asquith S.M. Nature and origin of the lower continental rise hills off the East Coast of the United States // Mar. Geol. 1979. Vol. 32. P. 165–190.

Auboin J., Bourgois J., Azema J. A new type of active margin: the convergent-extensional margin as exemplified by Middle America Trench off Guatemala // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 211–218.

Auboin J., Huene R. von, Baltuck M. et al. Leg 84 Deep Sea Drilling Project publication without accuration: Middle America Trench off Guathemala // Nature. 1982. Vol. 297. P. 458–460.

Auboin J., Stephan J.F., Roump J., Renard V. The Middle America trench as an example of a subduction zone // Tectonophysics. 1982. Vol. 86. P. 113–132.

Avbovbo A.A. Tertiary litostratigraphy of Niger delta // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. Vol. 62, N 2. P. 295–306.

Ayers M.W., Clearing W.J. Willmington fan: Mid-Atlantic Lower Rise development // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50, N 1. P. 235–240.

Bachmann S.B., Leggett J.K. Petrology of Middle America trench and slope Sauds, Guerro Margin, Mexico // Init. Rep. DSDP. 1982. Vol. 66. P. 429–436.

Ballard J.A. Structure of the lower continental rise hills of the western North Atlantic // Geophysics. 1966. Vol. 31. P. 506–523.

Barnett T.P. Recent changes in Sea level and their possibie causes // Climatic Change. 1983. Vol. 5. P. 15–38; J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 79–80.

Barron J.A., Keller G. Widespread Miocene deep-sea hiatases. Coincidence with periods of giobal cooling // Geology. 1982. Vol. 10. P. 577–581.

Beard J.H., Sangree J.B., Smith L.A. Quaternary chronology, paleoclimat, depositional sequences and eustatic cycles // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 2. P. 158–169.

Bellaiche G. Droz L., Celoisi J.C. et al. The Ebro and the Rhone deep-sea fans: first comparative study//Mar. Geol. 1981. Vol. 43. P. M75–M85.

Bellaiche C., Thirot-Quievreux C. The origin and significance of a thick deposit of pteropod shells in the Rhone sea fan // Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. Vol. 39. P. 129–137.

Berger W.H., Wincent E. Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation: Exercises in systematic study // Oceanol. Acta. 1981. N 4, suppl. P. 115–127.

Berggren W.A., Hag B.U. The Andalusion Stage (Late Miocene): biostratigraphy, biochronology and biogeography // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1976. Vol. 20. P. 67–129.

Bhatia M.K. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 6. P. 611–627.

Bhatia M.K. Crook K.A.W. Trace element characteristics of grauwakes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Miner. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181–193.

Biju-Duval B., Moore J.C., Blackington G. et al. Premiers resultats des forages IPOD implantes lors deela croisiere 78A du Glomar Challenger an nord-est de la Parbadeare des Petites Antilles: tectonique frontale d'un prisme d'accretion // C. r. Acad. Sci. 1981. Vol. 293. P. 621–628.

Bjerhammar A. Postglacial uplifts and geopo-

tentials in Fennoscandia // Earth rheology, isostasy and eustasy. N.Y.: Wiley, 1980. P. 323–326.

Bjerrum L. Subaqueous slope failures in Norwegian fjords // Norw. Geotechn. Inst. Publ. 1971. Vol. 88. P. 1–8.

Blackwelder B.W. Late cenozoic marine deposition in the United States Atlantic coastal plain related to tectonism and global climate // Palaegeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1981. Vol. 34. P. 87–114.

Bois C., Bouche P., Pelet R. Global geologic history and distribution of hydrocarbon reserves // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 9. P. 1248–1270.

Bond G. Speculation on real sea-level changes and vertical motions of continents on selected times in the Cretaceous and Tertiary periods // Geology. 1987. Vol. 6. P. 247–250.

Bouma A.H. Ancient and recent turbidites // Geol. Mijnbouw. E. 1964. N 43. P. 375–379.

Bouma A.H. Methods for the study of sedimentary structures. N.Y.: Wiley, 1969. 458 p.

Bowen H.J.H. Trace elements in biochemistry. L.: Acad. press, 1966. 367 p.

Broecker W.S., Ewing M., Heezen B.C. Evidence for an abrupt change in climate close to 11000 years ago // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258. P. 429–448.

Brunet M.F., Le Pichon X. The effect of eustatic variations pen subsidence in the Paris basin // Bull. sci. geol. France. Ser. 7. 1980. Vol. 4. P. 631–637.

Bugge T. Submarine slides of the Norwegian continental margin, with special emphasis in the Storegya area // Continent. Shelf. Inst. Norw. Publ. 1983. N 110. P. 1–152.

Calvert S.E. Mineralogy and geochemistry of near-shore sediments // Chemical oceanography. L.: Acad. press, 1976. Vol. 6. P. 187–280.

Chappell J. Evidence for smoothly falling sea level relative to North Queensland Australia, during the past 6000 yr // Nature. 1983. Vol. 302. P. 406–407.

Chappell J., Veen H.H. Late quaternary tectonic movements and sea level changes of Timor and Atanro Island // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol. 89. P. 356.

Chemistry and biogeochemistry of estuaries / Ed. E. Olausson, I. Cato. N.Y.: Chichester: Wiley, 1980. 452 p.

Choi D.K., Holmes C.W. Foundations of Quaternary reefs in South-Central Belise Lagoon, Central America // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66. P. 2663–2681.

Christopher G.S., Kendall C., Schlager W. Carbonates and relative changes in sea level // Mar. Geol. 1981. Vol. 44. P. 181–182.

Ciesillski P.F., Ledbetter M.T., Ellwoo B.B. The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank // Ibid. 1982. Vol. 46. P. 1–51.

Clark J.A., Farell W.E., Peliter W.R. Global change in post-glacial sea level: a numerical calculation // Quatern. Res. 1978. Vol. 9. P. 265–287.

Clark S.P., Jager E. Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 1143–1160.

Cooper A.K., Schoil D.W., Marlow M.S. et al. Hydrocarbon potential of Aleutian Basin, Bering Sea // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63, N 11. P. 2070–2087.

Corliss B.N. Quaternary Antarctic bottom water history: deep-sea benthonic foraminiferal evidence from the South-East Indian Ocean // Quatern. Res. 1979. Vol. 12. P. 271.

Creager J.S., Sternberg R.W. Some specific problems in understanding bottom sediments distribution and the continental shelf // Shelf sediment transport. N.Y., 1972. P. 191–212.

Crook K.A.W. Lithogenesis and geotectonic: the significance of compositional variations in flish arenites (graywakes) // Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Tulsa, 1974. P. 304–310. (SEPM Spec. Publ.: N 19).

Curray J.R. Transgressions and regresions // Papers in marine geology in honor of F.P. Shepard. L.: MacMillan, 1964. P. 175.

Damuth J.E. Use of high-frequency (3,5–12 kH) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in deep-sea // Mar. Geol. 1980. Vol. 38. P. 51–75.

Damuth J.E., Embley R.W. Mass-transport processes on Amazon Cone: western equatorial Atlantic // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. P. 629–643.

Damuth J.E., Kumar N. Amazon cone: morphology, sediments, age and growth pattern // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 6. P. 863–878.

D'Anglejan B., Briselois M. Recent sediments of the St. Lawrence middle estuary // J. Sediment. Petrol. 1978. Vol. 48. P. 951–964.

Davies T.A., Hag W.W., Southam J.K., Worsley T.R. Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates // Science. 1977. Vol. 197. P. 53–55.

Davies T.A., Laughton A. Sedimentary processes in the North Atlantic, Leg 12 // Init. Rep. DSDP. 1972. Vol. 12. P. 905–935.

Davies S.N. Barbados: a major submarine gravity slide // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 2593–2602.

Dickinson W.R. Interpreting detrital modes of graywacke and arcose // J. Sediment. Petrol. 1970. Vol. 40. P. 695–707.

Dickinson W.R. Plate tectonics and sedimentation // Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 1974. N 22. P.1–27.

Dickinson W.R., Seely D.R. Structure and stratigraphy of forearc regions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. P. 2–31.

Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // Ibid. 1979. Vol. 63. P. 2164–2182.

Dickinson W.R., Valloni R. Plate setting and provenance of sands in modern ocean basins // Geology. 1980. Vol. 8. P. 82–86.

Dott R.H. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1963. Vol. 47. P. 104–128.

Dubois J., Dupont J., Lapouille A., Reey J. Lithosphere bulge and thickening of the lithosphe-

re with age: examples in the Southwest Pacific // Intern. symp. on geodyn. in the South–west Pacific, Numea, 1976. P.: Technip, 1977. P. 371–380.

Dunn D.A., Moore J.T.C. Late Miocene-Pliocene (magnetic epoch 9 – Gilbert magnetic epoch) calcium – carbonate stratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Vol. 92. P. 408–451.

Einsele G., Herm D., Schwarz H.V. Sea-level fluctuation during the past 6000 years at the coast of Mauritania // "Meteor" for changsergeb Reine C. 18. P. 43–62. 1974.

Embley R.W. New evidence for occurence of debris flow deposits: in the deep sea // Geology. 1976. Vol. 4. P. 371–374.

Embley R.W. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic // Mar. Geol. 1980. Vol. 38. P. 23–50.

Embley R.W., Jacobi R.D. Distribution and morphology of large submarine sediments slamps on Altantic coastal margins // Mar. Geotechnol. 1975. Vol. 2. P. 205–228.

Emery K.O. Relict sediments on continental shelfes of world // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. Vol. 52. P. 445–464.

Emery K.O. Continental margin-classification and petroleum prospects // Ibid. 1980. Vol. 64. P. 297–315.

Emery K.O., Uchupi E., Phillips E.O. et al. Continental rise off eastern North America // Ibid. 1970. Vol. 54. P. 44–108.

Emiliani C., Gartner S., Lidz B. et al. Palaeoclimatological analysis of late Quaternary cores from the northeastern Gulf of Mexico // Science. 1975. Vol. 189. P. 1083.

England P. Metamorphic pressure estimates and sediments volumes for the Alpine orogeny: an independent control on geobarometers? // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 387–397.

England P., Wortel R. Some con. sequences of the subduction of young slabs // Ibid. 1980. Vol. 47. P. 403–415.

Enkcball R.H. Petrology and provenance of sands and gravels from the Middle America trench and trench slope, southwestern Mexico and Guatemala // Init. Rep. DSDP. 1982. Vol. 66. P. 521–530.

Estuarine chemistry / Ed. J.D. Burton, P.S. Liss. L.: Acad. press, 1976. 222 p.

Etkins R., Epstein E.S. The rise of global sea level as an indication of climate change // Science. 1982. Vol. 215. P. 287–289.

Evamy B.D., Haremboure J., Kamerling P. et al. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger delta // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. Vol. 62, N 1. P. 1–39.

Ewing M., Lonardi A.G., Ewing J.I. The sediments and topography of the Puerto Rico trench and outer ridge // Fourth Carib. geol. conf. Trinidad, 1968. P. 325–334.

Ewing M., Worzel L., Burk C. Regional aspects of deep-water drilling in the Gulf of Mexico, east of Bahama platform and the Bermuda rise // Init. Rep. DSDP. 1969. Vol. 1. P. 624–643.

Fahnestock R.K., Haushild W.L. Flume studies of the transport of pebbles and cobles on a sand bed // Bull. Geol. Soc. Amer. 1962. Vol. 73. P. 1431–1436.

Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level // Phys. and Chem. Earth. 1961. Vol. 4. P. 99.

Fierro G., Genuesslaux M., Rehault J. Caracteres structuraux et sedimentaires du Plateau continental de Nice a Genes (Mediterrance nord-occidentale) // Bull. BRGM. Sect. 4. 1973. Vol. 4. P. 193–208.

Fillon R.H. Late Cenozoic paleo-oceanography of the Ross Sea, Antarctica // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86. P. 839–845.

Fox P.J., Heezen B.C., Harian A.M. Abissal anti-dunes // Nature. 1968. Vol. 220. P. 470–472.

Frakes L.A. Climates throughout geologic times. Amsterdam: Elsevier, 1979. 310 p.

Gansser A. Geology of Himalayas. Zurich: Interscience, 1964. 289 p.

Gardner W.D., Sullivan L.S. Bentic stroms: temporal variability in a deep-ocean nepheloid layer // Science. 1981. Vol. 213. P. 329–331.

Gibbs R.J. Mechanism of trace metal transport in rivers // Ibid. 1973. Vol. 180, N 4081. P. 71.

Gibbs R.J. Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon river // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88. P. 829–843.

Gibbs R.J. Sites of river-derived sedimentations in the ocean // Geology. 1981. Vol. 9, N 1. P. 77–80.

Glangeaud L., Reheult J.P. Geodynamique sous-marine-evolution ponto-plio-quaternarie de golfe de Genes // CR. Acad. Sci. 1968. Vol. 266, N 1. P. 60–63.

Gliene R.C., Schofield J.C., Ward W.T. Tertiary sea levels in Australia and New Zealand // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1968. Vol. 5. P. 141–163.

Gnibidenko H.S., Khvedchuk I.I. The tectonics of the Okhotsk Sea // Mar. Geol. 1982. Vol. 50. P. 155–198.

Gornitz V., Lebedeff S., Hansen J. Global sea level trend in the past century // Science. 1982. Vol. 215. P. 1611–1614.

Gorsline D.S., Emery K.O. Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off Southern California // Bull. Geol. Soc. 1959. Vol. 70. P. 279–290.

Grabau A.W. A textbook of geology. 1. General geology. N.Y.: Heath, 1920. 83 p.

Grabau A.W. Principles of stratigraphy. N.Y.: Seiler, 1984. 185 p.

Gracham S.A., Bacher S.B. Structural controls of submarine-fan geometry and internal architecture: Upper La Jolla fan system, offshore Southern California // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1983. Vol. 62, N 1. P. 83–96.

Graham S.A., Dickinson W.R., Ingersoll K.V. Himalayes–Bengal model for flysch dispersal on the Appalachian–Quachita system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86. P. 273–286.

Grellet C., Dubois J. The depth of trenches as a function of the subduction rate and age of the lithoschere // Tectonophysics. 1982. Vol. 82. P. 45–56.

Guidish T.M., Lerche I., Kendall G.G.,

O'Brien J.J. Relationship between eustatic sea level changes and basement subsidence // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1984. Vol. 68, N 2. P. 164–177.

Hails J.R., Belperio A.P., Gastin V.A. Quaternary sea levels, Northern Spencer Shelf, Australia // Mar. Geol. 1984. Vol. 61. P. 45–372.

Hallam A. Secular changes in marine innudation of USSR and North America through the Phanerozoic // Nature. 1977. Vol. 269. P. 769–772.

Hallam A. A revised sea-level curve for the Early Jurassic // Quart. J. Geol. Soc. London. 1981. Vol. 138. P. 735–743.

Hampton M.A. The role of subagueous debris flows in generation turbidity currents // J. Sediment. Petrol. 1972. Vol. 42. P. 775–793.

Hampton M.A. Buoyoncy in debris flows // Ibid. 1979. Vol. 49. P. 753–758.

Haner B.E. Morphology and sediments of Redondo submarine fan // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 2413–2432.

Hansen J.E. Global sea level trends // Nature. 1985. Vol. 313. P. 349–350.

Harmon R.S., Mitterer R.M., Krausakul N. et al. U-series and amino-acid recimization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250 000 years // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 44. P. 41–70.

Harrison C.G.A., Miskell K.J., Brass G.W. et al. Continental hypsography // Tectonics. 1983. Vol. 3. P. 357–377.

Hays J.D., Pitman V.C. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences // Nature. 1973. Vol. 246. P. 18–22.

Heezen B.C., Drake C.L. Gravity tectonics, turbidity currents, and geosynclinal accumulations in the continental margin of eastern North America // Univ. Tasmania symp. 1963. P. D1–D10.

Heezen B.C., Drake C.L. Grand Banks slump // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1964. Vol. 48. P. 221–280.

Heezen B.C., Ewing M. Turbidity currents and submarine slumps and 1929 Grand Banks earthquake // Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250. P. 849–873.

Heezen B.C., Hollister C.D. Deep-sea current evidence from abyssal sediments // J. Mar. Geol. 1964. Vol. 1. P. 141–174.

Heezen B.C., Hollister C.D. The face of the deep. N.Y.: Oxford Univ. press, 1971. 659 p.

Heezen B.C., Hollister C.D., Ruddiman W.F. Shaping of the continental rise by deep geostropic contour currents // Science. 1968. Vol. 152. P. 520–528.

Heezen B.C., Menzies R.J., Schneider E.D. et al. Congo submarine canyon // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1964. Vol. 48, N 7. P. 1126–1149.

Heim A. Rezente und Fossile sudaquatische Rutschungen // Neues Jahrb. Mineral., Geognose, Geol. und Pal. 1908, Bd. 2.

Hellen P.L., Angevine C.L. Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 75. P. 417–426.

Herman R.S., Lang L.S., Mitterer R.M. Bermuda Sea level during the last interglacial: implications for a major-East Antarctica ice surge at 95 000 kY // Science. 1982. Vol. 211.

Herman Y., Hopkins D.M. Arctic ocean climate in Late Cenozoic time // Ibid. 1980. Vol. 209. P. 557.

Herzer R.H. Submarine slides and submarine canyons on the continental slope off Cantarbury, New Zealand // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1979. Vol. 22. P. 391–406.

Hinte van. Geohistory analysis-application of micropaleontology in exploration geology // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. Vol. 62. P. 201–222.

Hilde T.W.C.V. Sediment subduction versus accretion around the Pacific // Tectonophysics. 1983. Vol. 99. P. 381–397.

Hodell D.A., Kennett J.P. Climatically-induced changes in vertical water mass structure of the Vema Channel during the Pliocene: evidence from DSDP Sites 516 A, 517 and 518 // Init. Rep. DSDP. 1984. Vol. 72. P. 907–919.

Hodell D.A., Williams D.F., Kennett J.P. Late Pliocene reorganization of deep vertical water-mass structure in the western South Atlantica: faunal and isotopic evidence // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. Vol. 96. P. 495–503.

Hollister C.D., Elder K.B. Contour currents in the Weddell Sea // Deep-Sea Res. 1969. Vol. 16. P. 99–101.

Hollister C.D., Johnson D.A., Lonsdale P. Current-controlled abyssal sedimentation Samoan Passage, Equatorial West Pacific // J. Geol. 1974. Vol. 82. P. 275–300.

Holmes C.W. Geochemical indices of fine sediment transport, Northwest Gulf of Mexico // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52, N 1. P. 307–321.

Horn D.R., Ewing J.I., Ewing M. Graded-bed sequences empaced by turbidity currents north of 20°N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean // Sedimentology. 1972. Vol. 18. P. 247–275.

Huang T.C., Watkins N.D. Antarctic bottom water velocity: contrast in the associated sediment record between the Brunhes and Matuyama epochs in the South Pacific // Mar. Geol. 1977. Vol. 23. P. 113–132.

Huene R. von, Auboin J., Azema J. et al. Leg 67; The Deep Sea Drilling Project Mid-America Trench transect off Guatemala // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 91. P. 421–432.

Huene R. von, Langseth M., Nasu N., Okada H. Summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench transect // Ibid. 1982. Vol. 93. P. 829–846.

Hussong D.M., Ueda S. Tectonics in the Mariana arc: results of recent studies, including Leg 60 // Oceanol. acta. 1981. N SP. P. 203–212.

Ibrachim A.K., Carge J., Latham C., Buffler R.T. Crustal structure in Gulf of Mexico from OBS refraction and multichannel reflection data // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. Vol. 65. P. 1207–1223.

Ingersoll R.V. Submarine fan facies of the upper createceous Great valley sequence northern

and central California // Sediment. Geol. 1978. Vol. 21. P. 205–230.

Ingersoll R.V., Bullard T.E., Ford R.L. et al. The effect of grain size on detrical modes: a test of the Cazzi "Dickinson point" counting method // J. Sediment. Petrol. 1984. Vol. 54. P. 103–116.

Ingersoll R.V., Suzzek C.A. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218 // Ibid. 1979. Vol. 49. P. 1217–1228.

Init. Rep. DSDP. Vol. 60. P. 1969–1983.

Init. Rep. DSDP. 1972. Vol. 13. 974 p.

Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 23. 890 p.

Init. Rep. DSDP. 1975. Vol. 22. 937 p.

Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 44. 870 p.

Init. Rep. DSDP. 1986. Vol. 87. 900 p.

Jarvis G.T., McKenzie D.F. Sedimentary basin formation with finite extension rates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48. P. 42–52.

Jipa D., Kidd R.B. Sedimentation of coarser grained interbeds in the Arabian Sea and Sedimentation processes in Indus cone // Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 23. P. 471–497.

Johnson D.A. Ocean-floor erosion in the Equatorial Pacific // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 3121–3144.

Johnson D.A. Abyssal teleconnections: interactive dynamic of deep ocean circulation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. Vol. 38. P. 93–128.

Johnson D.A., Johnson T.C. Sediment redistribution by bottom currents in the Central Pacific // Deep-Sea Res. 1970. Vol. 17. P. 157–169.

Johnson D.P., Searle D.E. Post-glacial seismic stratigraphy, central Great Barrier Reef, Australia// Sedimentology. 1984. Vol. 31. P. 335–352.

Johnson G., Schneider E. Depositional ridges in the North Atlantic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 6. P. 416–422.

Johnson M.E., Jia Yy Kong, Xue Chang Yang. Intercontinental correlation by sea-level in Early Silurian of North America and China (Yantze Platform) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. Vol. 96. P. 1384–1397.

Johnson R.W., MacKenzie D.E., Smith I.E. Volcanic rock associations at convergent plate boundaries: reappraisal of the concept using case histories from Papua-New Guinea // Ibid. 1978. Vol. 89. P. 96–106.

Jones E.J.W., Ewing M., Ewing J. Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 1655–1680.

Jorgensen N.O. Chemostratigraphy of upper cretaceous chalk in the Danish Subbasin // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1986. Vol. 70, N 3. P. 309–317.

Karig D.E., Kagami H., Akiba F. et al. Varied responses to subduction in Nankai Trough and Japan Trench forearcs // Nature. 1983. Vol. 298. P. 148–151.

Karlsrud K., Edgers L. Some aspects of submarine slope stability //Marine slides and other mass movements / Ed. S. Saxov, J.K. Nienwenhuis. N.Y.: Plenum press, 1980. P. 59–80.

Keen C.E., Hyndman R.D. Geophysical review of the continental margins off eastern and western Canada // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16. P. 712–747.

Keller C., Barron J.A. Palaeoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. P. 590–613.

Kendall C.G., Schlager W. Carbonates and relative changes in sea level // Mar. Geol. 1981. Vol. 44. P. 181–212.

Kennett J.P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean and their impact on global palaeoceanography // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 3843–3860.

Kennett J.P., Watkins H.D. Regional deep-sea dynamic processes recorded by late Cenozoic sediments of the south-western Indian Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87. P. 321–329.

Kent P.E. Major sinchronous events in continental shelves // Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 87–91.

Kenyon H.H. Mass–wasting features on the continental slope of Northwest Europe // Marine Geol., 1987, Vol. 74. P. 57–77.

Kerr R.A. Sea-floor spreading in not so variable // Science. 1984a. Vol. 223. P. 427–473.

Kerr R.A. Sea-level curves aren't going away // Ibid. 1984b. Vol. 226. P. 677–678.

Khedr E.S. Sedimentological evolution of the Red Sea continental margin in Egypt and its relationship to sea-level changes // Sediment. Geol. 1984. Vol. 39. P. 71–86.

Knebel H.J., Martin E.A., Glenn J.L., Needell S.W. Sedimentary framework of the Potomac River estuary, Maryland // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Vol. 92. P. 578–583.

Kolla V., Kostecki J.A., Hendersen L., Hess L. Morfology and Quaternary sedimentation of the Mozambique fan and environs, southern Indian Ocean // Sedimentary. 1980. Vol. 27. P. 81–97.

Konishi K., Omura A., Nakamichi O. Radiometric coral ages and sea level records from the Late Quaternary reef complexes of the Ryuku Islands // Proc. Second. Intern. coral reef symp. 1974. Vol. 2. P. 595.

Krause D.C., White W.C., Piper D.S.W., Heezen B.C. Turbidity currents and cable breaks in the western New Britain trench // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 2153–2160.

Ku T.L. Eustatic sea level 120000 years ago on Oachu, Hawaii // Science. 1974. Vol. 183. P. 959.

Kuenen Ph.H. Quantitative estimations relating to eustatic movements // Geol. Mijnboum. 1939. Vol. 8. P. 194–301.

Kuenen Ph.H. Turbidity currents of high density // 18th Intern. geol. congr. L., 1950. Pt 8. P. 44–52.

Kuenen Ph.H. Properties of turbidity currents of high density // Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 1951. N 2. P. 14–33.

Kuijpers E. The geological history of the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, and its tectonic significance // Tectonophysics. 1980. Vol. 68. P. 233–255.

Langsett M.G., Huene R.von, Nasa N., Okada H. Subsidence of the Japan trench forearc region of northern Houshu // Oceanol. Acta. 1981. N SP. P. 173–179.

Ledbetter M.T. Palaeoceanographic significance of bottom current fluctuations in the Southern Ocean // Nature. 1981. Vol. 24. P. 554–556.

Ledbetter M.T., Ciesielski P.F. Bottom current erosion in the South Atlantic sector of the Southern ocean // Antarctic Earth sci.: Proc. 4th intern. symp. Adelaide, 1983. P. 390–392.

Ledbetter M.T., Ciesielski P.F. Post-miocene disconformities and palaeoceanography in the Atlantic sector of Southern Ocean // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. Vol. 52. P. 185–214.

Ledbetter M.T., Johnson D.A. Increased transport of Antarctic bottom water in the Vema Channel during the last ice age // Science. 1976. Vol. 194. P. 837–839.

Leggett J.K., McKerron W.S., Coeks L.R., Richards R.B. Periodicity in the early Paleozoic marine realm // Quart. J. Geol. Soc. London. 1981. Vol. 138. P. 167–176.

Le Pichon X., Ettrem S., Ewing J.J. A sedimentaty channel along Gibbs fracture zone // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 76. P. 2891.

Le Pichon X., Eittreim S.L., Ludwig W.J. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. 1. Antarctic bottom current passage through the Falkland fracture zone // Physics and chemistry of the Earth. Oxford: Pergamon press, 1971, P. 1–28.

Lewis K.B. Slumping on a continental slope inclined at 1–4° // Sedimentology. 1971. Vol. 16. P. 97–110.

Lietz Y., Schimcke H.U. Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K–Ar dates // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1975. Vol. 18. P. 213–239.

Lonsdale P. Sedimentation and tectonic modification of Samoan archipelagic apron // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. Vol. 59. P. 780–798.

Lonsdale P. Manganese-nodule bedforms and thermohalime density flows in a deep-sea valley of Carnegie ridge, Panama basin // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50, N 4. P. 1033–1048.

Lonsdale P.F., Malfait B.T. Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 1697–1712.

Loutit T.S. Late Miocene palaeoclimatology subantarctic water mass, Southwest Pacific // Mar. Micropaleontol. 1981. Vol. 6. P. 1–27.

Loutit T.S., Kennett J.P. Australian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record // Oceanol. acta. 1981a. N SP. P. 45–63.

Loutit T.S., Kennett J.P. New Zealand and Australian cenozoic sedimentary cycles and global sea-level changes // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981b. P. 1586–1601.

Lowe D.R. Sediment gravity flows. 2. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52. P. 279–297.

McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25–32.

Maldonado A., Stanley D.J. Nile cone depositional processes and patterns in the Late Quaternary // Canyons, fans and trenches / Ed. D.J. Stanley, G. Keeling. Stroudsburg, 1978. P. 239–257.

Maldonado A., Stanley D.J. Depositional patterns and Late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparision // Mar. Geol. 1979. Vol. 31. P. 215–250.

Manheim F.T. Interstatial waters of marine sediments // Chemical oceanography / Ed. J.P. Riley, R. Chester. L.: Acad. press, 1979. Vol. 6. P. 115–186.

Marine slides and other mass movements / Ed. S. Saxov, J.K. Nienwenhuis. N.Y.: Plenum press, 1980. 353 p.

Martin J.M., Meybeck M. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers // Mar. Chem. 1979. Vol. 7, N 2. P. 179–206.

Masson D.G., Mantadert L., Scrutton R.A., Gravel J.P. Regional geology of the Goban Spur, passive margin // Init. Rep. DSDP. 1985. Vol. 30.

May J.A., Yeo R.K., Warme J.E. Eustatic control of Synchronous stratigraphic development: cretaceous and eocene coastal basic along an active-margin // Sediment. Geol. 1984. Vol. 40. P. 131–149.

Maynard J.B., Veloni R., Yu H. Composition of modern deep sea sands from arc-related basin // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1982. N 10. P. 551–561.

McCave I.N., Lonsdale P.F., Hollister C.D., Gardner W.D. Sediment transport over the Hatton and Gadar contourite drifts // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50, N 4. P. 1049–1062.

McDonald B.C., Banerjee I. Sediments and bed forms on a braided outwash plain // Canad. J. Earth. 1971. Vol. 8. P. 1282–1301.

McDonald B.C., Day T.J. An experimental flume study on the formation of transverse ribs // Geol. Surv. Canada Pap. 1978. N 78-1A. P. 441–451.

McIver R. Role of naturally occuring gas hydrates in sediment transport // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 6. P. 789–792.

McManus D.A. Modern versus relict sediment on the continental shelf // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86. P. 1154–1160.

Meade R.H. Landward transport of bottom sediments estuaries of the Atlantic coastal plain // J. Sediment. Petrol. 1969. Vol. 39, N 1. P. 222–234.

Meade R.K., Nordin C.F., Curtis W. et al. Sediment loads in the Amazon River // Nature. 1979. Vol. 278. P. 161–163.

Menard H.W. Marine geology of the Pacific. N. Y.: McGraw-Hill, 1964. 271 p.

Mercer J.H. Glacial history of southernmost South America // Quatern. Res. 1976. Vol. 6. P. 125–166.

Mercer J.H., Sutter J.F. Late Miocene – earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice-sheet history // Palaeogeogr.,

Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. Vol. 38. P. 185–206.

Middleton G.V. Chemical composition of sandstone // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol. 71. P. 1011–1026.

Middleton G.V. Experiments on density and turbidity currents. 3. Deposition of sediment // Canad. J. Earth. 1967. Vol. 4. P. 475–505.

Middleton G.V. Turbidity currents and grain flows and other mass movement down slopes // The new concepts of continental margin sedimentation. 1969. P. 1–20.

Middleton G.V. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation // Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. 1970. Vol. 7. P. 253–272.

Middleton G.V., Hampton M.A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition // Turbidity and deep water sedimentation / Ed. G.V. Middleton, A.H. Bouma. 1973. P. 1–38.

Miller M., McCave I.N., Komar P.D. Thereshold of sediment motion under unidirectional currents // Sedimentology. 1977. Vol. 24. P. 507–527.

Milliman J.D. Morphology and structure of Amazon upper continental margin //Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. P. 934–950.

Milliman J.P., Dayle E.M. Biological uptake of dissolved silica in the Amazon River estuary // Science. 1975. Vol. 183. P. 395–557.

Milliman J.D., Emery K.O. Sea levels during the past 35000 years // Ibid. 1968. Vol. 162. P. 1121.

Molnia B.F., Carlson P.R., Bruns T.R. Large submarine slide in Kayak Trough, Gulf of Alaska // Londslides: Review and engeneering. 1977. Vol. 3. P. 137–148.

Moore D.G. Submarine slumps // Sediment. Petrol. 1961. Vol. 31. P. 343–357.

Moore D.G. Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge // Geol. Surv. Prof. Pap. 1964. N 50-D. P. 95–98.

Moore D.G. Submarine slides // Rock slides and avalanches / Ed. B. Voight. Amsterdam: Elsevier, 1978. P. 12–40.

Moore T.G., Asquit D.O. Delta: Term and concept // Bill. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 2563–2568.

Moore T.C., Watkins J.S., Shipley T.H. et al. Progressive accretion in the Middle America trench, Southern Mexico // Nature. 1979. Vol. 281. P. 638–642.

Moore T.C., Van Andel T.H., Sancetta C., Pisias N. Cenozoic hiatuses in marine sediments // Micropaleontology. 1978. Vol. 24. P. 113–138.

Moore T.C., Van Andel T.H., Blow W.H., Heath G.R. Large submarine slide off northeasthern continental margin of Brazil // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1970. Vol. 54. P. 125–128.

Morgenstein N.R. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents // Marine geotechnique / Ed. A.F. Richards. Urbane (III.): Univ. of Jll press, 1967. P. 189–220.

Morner N.A. Revolution in Cretaceous sea level analysis // Geology. 1981. Vol. 9. P. 344–346.

Mullins H.T., Nagel D.K., Dominguez L.L. Tectonic and eustatic controls of late Quaternary shelf sedimentation along the Central California (Santa Cruz) continental margin: high resolution seismic stratigraphic evidence // Sediment. Geol. 1985. Vol. 45. P. 327–347.

Mutti E. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocen Hecho group, South-central Pyrenees, Spain // Sedimentology. 1977. P. 107–131.

Mutti E., Chibando G. Un espemio diturbiditi di conoide sottomarine esterna: Le Akenide di San Salyatore (Formazione di Bobbio Miocene) nell'Appenino di Piacenda // Acad. Sci Tokino Mem. Ser. 4. 1972. N 16. P. 1–40.

Mutti E., Ricci-Lucchi F. Le torbiditi dell'Appenino settentrionale: introduzione all' analisi di facies // Mem. Soc. geol. ital. 1972. Vol. 11. P. 161–199.

Mutti E., Ricci-Lucchi F. La signification de certaines unite sequentielles pans les series A turbidites // Bull. soc. geol. France. 1974. Vol. 16. P. 577–582.

Nakiboglu S.M., Lambeck S., Ahron P. Postglacial sea-levels in the Pacific; implications with respect to deglaciation regime and local tectonics // Tectonophysics. 1983. Vol. 91. P. 335–358.

Nani B.R., Kolla V. Acoustic character and thickness of sediments of the Indus fan and the continental margin of Western India // Mar. Geol. 1982. Vol. 47, N 3/4. P. 181–195.

Nardin T.R., Hein F.J., Corsline D.S., Edwards B.D. A review of mass movement processes, in slope and base-slope systems versus canyon–fan–basin floor systems // Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 1979. Vol. 27. P. 61–73.

Nawachukwu S.O. Appoximate geothermal gradients in Niger delta sedimentary basin // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1976. Vol. 60, N 7. P. 1073–1077.

Nelson C.H., Kulm V. Submarine fans and channels // Turbidities and deep water sedimentation. 1973. P. 39–78.

Nelson C.H., Nilsen T.H. Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans // Modern and ancient geosynclinal sedimentations. Tulsa, 1974. P. 69–91. (SEPM Spec. Publ.; N 19).

Nelson C.N., Normark W.R., Bouma A.H., Carlsson P.R. Thinbedded turbidites in modern submarine canyons and fans // Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Dowden: Hutchinson and Ross, 1978. P. 177–189.

Nielsen O.B., Sorensen S., Thiede J., Skabo O. Cenozoic differential subsidence of North Sea // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1986. Vol. 70, N 3. P. 276–298.

Normark W.R. Growth patterns of deep-sea fans // Ibid. 1970. Vol. 54. P. 2170–2195.

Normark W.R. Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans // Modern and ancient geosynclinal sedimentations. Tulsa, 1974. P. 56–68. (SEPM Spec. Publ.; N 19).

Normark W.R. Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments //

Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. Vol. 62. P. 912–931.

Normark W.R., Dickson F.H. Man-made turbidity currents in Lake Superior // Ibid. 1976. Vol. 60. P. 1021–1036.

Osborn N.I., Ciesielski P.F., Ledbetter M.T. Disconformities and palaeoceanography in the southeast Indian Ocean during the past 5,4 million years // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. P. 1345–1358.

Pantin H.M. Interacion between velocity and effective density in turbidity flow: phase-plane analysis, with critic for autosuspension // Mar. Geol. 1978. Vol. 31. P. 59–99.

Parsons B., Sclater J.G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 803–827.

Payton C.E. Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. 1977. 516 p. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; Vol. 26).

Pitman W.C. Relationship between sea level changes and stratigraphic sequences // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 61. P. 318–340.

Pitman W.C. Relationship between eustacy and stratigraphic sequences on passive margins // Ibid. 1978. Vol. 89. P. 1389–1403.

Pitman W.C. The effect of eustatic sea level changes on stratigraphic sequences at Atlantic margins // Geological and geophysical investigations of continental margins / Ed. J.S. Watkins et al. 1979. P. 453–460. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; Vol. 29).

Poag C.W. Neogene stratigraphy of the submerge US Atlantic margin // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. Vol. 47. P. 103–127.

Potter P.E. South American modern beach sand plate tectonics // Nature. 1984. Vol. 311. P. 645–648.

Prior D.E., Coleman J.M. Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi delta // Marine slides and other mass movements / Ed. S. Saxov, J. Nienwenhuis. N. Y.: Plenum press, 1980. P. 21–49.

Quilty P.G. Cenozoic sedimentation cycles in western Australia // Geology. 1977. Vol. 5. P. 336–340.

Ramino M.R., Sanpers J.E. Holocene transgression in South-Central Long Island, New York // J. Sediment. Petrol. 1980. Vol. 50, N 4. P. 1063–1080.

Rawson P.F., Riley L.A. Latest Jurassic – Early Cretaceous events and the "Late Cimmerian Unconformity" in North Sea area // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 12. P. 2628–2648.

Rezzini A., Vezzani P., Cococceta V., Milad G. Stratigraphy and sedimentation of a Neogene-Quaternary section in the Nile delta // Mar. Geol. 1978. Vol. 21, N 3/4. P. 327–348.

Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formations of northern Appenines (Italy)// J. Sediment. 1975. Vol. 45. P. 3–43.

Rodolfo K.S. Bathymetry and marine geology of the Andaman basin and tectonic implications for Southern Asia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 8. P. 1203–1230.

Rona P.A. Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading and eustacy inferred from the Central North Atlantic // Ibid. 1973. Vol. 84. P. 2851–2872.

Ronov A.B., Migdisov A.A. Geochemical history of the cristalline basement and the sedimentary cover of the Russuan and North America platform // Sedimentology1971. Vol. 16. P. 137–185.

Ross D.A., Uchupi E. The structure and sedimentary history of the southeastern Mediterranean Sea – Nile Cone // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. Vol. 61. P. 872–902.

Ross D.A., Ushupi E., Summerhayes C.P. et al. Sedimentation and structure of the Nile Cone and Levant platform area // Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches / Ed. D.J. Stanley, G. Kelling. Stroudsburg. 1978. P. 261–275.

River unputs to Ocean systems. UNEP; UNESCO, 1981. 384 p.

Ryan W.B., Miller E.L. Evidence of a carbonate platform beneath Georges Bank // Mar. Geol. 1981. Vol. 44. P. 213–218.

Sanchez P.A., Bandy D.E., Villachia J.H., Nicholoides J.J. Amazon basin soils: Management for continuous crop production // Sciencte. 1982. Vol. 216, N 4548. P. 821–827.

Schlee J.S. Seismic stratigraphy of Baltimore canyon trough // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. Vol. 65. P. 26–53.

Schneider E., Fox P.J., Hollister C. et al. Further evidence of contour currents in the western North Atlantic // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. Vol. 2. P. 351–359.

Scholl D.W., Marlow M.S. Ancient trench deposits and global tectonics, a different interpretation // Abstr. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 4, N 3. P. 232–233.

Scholl D.W., Marlow M.S. Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed Pasific eugeosyncline // Modern and ancient geosyncline sedimentation. Tulsa, 1974. P. 31–50. (SEPM Spec. Pap.; N 19).

Schwab F.L. Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone // Geology. 1975. Vol. 3. P. 487–490.

Schwalbach J.R., Corsline D.S. Holocene sediment budgets for the basins of the California continental borderland // J. Sediment. Petrol. 1985. Vol. 55, N 6. P. 829–845.

Sclater J.G., Christie P.A.F. Continental stretching – an explanation of the post-Early Cretaceous subsidence of the central graben of the North Sea // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 3711–3739.

Scruton P.C. Delta building and the deltaic sequence in recent sediments, Northwest Gulf of Mexico // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1960. P. 82–102.

Schackleton N.J. The oxygen isotope stratigraphic record of late Pleisctocene // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1977. Vol. 280. P. 169.

Schackleton N.J., Cita M.B. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of benthic foraminifers at Site 397: detailed history of climatic change during the Neogene // Init. Rep. DSDP. 1979. Vol. 47. P. 433.

Schackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early northern hemisphere glaciation // Nature. 1977. Vol. 270. P. 216.

Shangam G., Moiola R.J. Eustatic control of calciclastic turbidites // Mar. Geol. 1984. Vol. 56. P. 273–278.

Shepard F.P. Delta front valleys bordering the Mississippi distributaries // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. Vol. 66. P. 1489–1488.

Shepard F.P. Deep sea sands // 23th geol. congr. Rep. 1961. Pt 23. P. 26–42.

Shepard F.P. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. Vol. 65. P. 1062–1077.

Shepard F.P., Curray J.R. Carbon–14 determination of sea level changes in stable areas // Progr. Oceanogr. 1967. Vol. 4. P. 283–294.

Shepard F.P., Emery K.O. Congo submarine canyon and fan valley // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57, N 9. P. 1679–1691.

Sheridan R.E. Sedimentary basins of the Atlantic margin of North America // Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 113–132.

Shipley T.H., McMillen K.O., Watkins J.S. et al. Continental margin and lower slope structures of the Middle America trench near Acapulca (Mexico) // Mar. Geol. 1980. Vol. 35. P. 65–82.

Sholkovitz E.R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter durung the mixing of river water and sea water // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. Vol. 40, N 7. P. 831–845.

Sholkovitz E.R. The flocculation of dissolved Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co and Cd during estuarime mixing // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41, N 1. P. 77–86.

Sholkovitz E.R., Boyle E.A., Price N.B. The removal of dissolved humic acids and iron during estuarine mixing // Ibid. 1978b. Vol. 40, N 1. P. 130–136.

Siesser W.G. Paleogene sea levels and climates USA eastern Gulf coastal plain // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. Vol. 47. P. 261–275.

Siesser W.G., Dingle R.V. Tertiary sea-level movements around Southern Africa // J. Geol. 1981. Vol. 89. P. 83–96.

Sleep N.H. Platform subsidence mechanisms and "eustatic" sea-level changes // Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 45–56.

Stanley D.J., Perrisoratis C. Aegean Sea ridge barrier and basin sedimentation, patterns // Mar. Geol. 1977. Vol. 24. P. 97–107.

Stanley D.J., Silverberg N. Recent slumping on the continental slope off Sable Island bank, Southeast Canada // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. P. 123–133.

Steele R.J. Some concepts of seismic stratigraphy with application to the Gippsland basin // APEA J. 1976. Vol. 16. P. 67–71.

Stow D.A. Laurentian fan: morphology, sediments, processes and growth pattern // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. Vol. 65. P. 375–393.

Streeter S.S., Shackleton N.J. Palaeocirculation of the deep North Atlantic: 150000 years record of benthic foraminifera and oxygen-18 // Science. 1979. Vol. 203. P. 168.

Streim H.L., Miloch T. Tsunamies induced by submarine slumpings off the coast of Israel // Proceedings on earthquake risk for nuclear power plants / Ed. A.R. Ritsema. Bilt, 1976. P. 133–137.

Stride A.H., Belderson R.H., Kenyon N.H. Structural grain, mid volcanes and other fractures of the Barbados ridge complex revealed by Gloria long-range side-sea sonar // Mar. Geol. 1982. Vol. 49. P. 187–196.

Stride A.H., Curray J.R., Moore D.C., Belderson R.H. Marine geology of the Atlantic continental margin of Europe // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1969. Vol. 264. P. 31–75.

Suczek C.A., Indersoll R.W. Petrology and provenance of Cenozoic sand from the Indus cone and the Arabian basin, DSDP Sites 221, 222 and 224 // J. Sediment. Petrol. 1985. Vol. 55. P. 340–346.

Szabo B.J., Ward W.C., Weidie A.E., Brady M.J. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula // Geology. 1978. Vol. 6. P. 713–715.

Talwani M., Langseth M. Ocean crustal dynamics // Science. 1981. Vol. 213. P. 22–31.

Terzaghi K. Varietes of submarine slope failures // Univ. Texas Bur. Eng. Res. Spec. Publ. 1956. Vol. 29. P. 41.

Tissot B. Effect of profilic petroleum source rocks and major coral deposits caused by sea-level changes // Nature. 1979. Vol. 277. P. 462–465.

Tissot B. Recent advances in petroleum chemistry applied to hydrocarbon exploration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1984. Vol. 68, N 5. P. 545–563.

Tucholke B., Ewing J. Bathymetry and sediment geometry of the Greater Antilles outer ridge and vicinity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 1789–1802.

Tucholke B.E., Wright W.R., Hollister C.D. Abyssal circulation over the Greater Antilles outer ridge // Deep-Sea Res. 1973. Vol. 20. P. 973–995.

Uchupi E. Slumping on the continental margin southeast of Long Island, New York // Deep-Sea Res. 1967. Vol. 14. P. 635–639.

Uchupi E., Austin J.A. The stratigraphy and structure of the Laurentian cone region // Canad. J. Earth. 1979. Vol. 16. P. 1726–1752.

Umbgrove J.H.F. On rhythms in the history of the Earth // Geol. Mag. 1939. Vol. 76. P. 116–129.

Vail P.R., Hardenbol. Sea level change during the Tertiary // Oceanus. 1979. Vol. 22. P. 71–79.

Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. 4. Global cycles of relative changes of sea level // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. Vol. 26. P. 83–97.

Vail P.R., Todd R.G. Northern North Sea Juras-

sic unconformites chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy // Petroleum geology of the continental shelf of north-west Europe. Heyden; L., 1981. P. 216–235.

Valleni R., Maynard J.B. Detrial modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation // Sedimentology. 1981. Vol. 28. P. 75–83.

Van Andel T.K., Heath G.R., Moore T.C. Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 145. P. 1–134.

Walker R.G., Massingill J.V. Slump factures on the Mississippi fan, northeastern Gulf of Mexico // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 3101–3108.

Walker R.G. The origin and significance of the Quaternal sedimentary structures of turbidites // Proc. Yorkshire Geol. Soc. 1965. P. 1–32.

Walker R.C. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments // J. Sediment. Petrol. 1967. Vol. 37. P. 25–43.

Walker R.G. Nested submarine-fan channels in the Capiestrano formation, San Clemente, California // Ibid. 1975. Vol. 86, N 7. P. 915–924.

Walker R.G. Facies models. 2. Turbidites and associated coarse clastic deposits // Geosci. Canada. 1976. Vol. 3. P. 25–36.

Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. Vol. 62, N 6. P. 932–967.

Walker R.G., Massingill J.V. Slump factors on the Mississippi fan, northeastern Gulf of Mexico // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, P. 3101–3108.

Walker R.G., Mutti E. Turbidite facies and facies association // Turbidites and deep water sedimentation. 1973. P. 119–157.

Walton E.K. The sequence of internal in turbidites // Scott. J. Geol. 1967. Vol. 3. P. 305–317.

Wanless H.R. Sea-level in rising – so what? // J. Sediment. Petrol. 1983. Vol. 5. P. 1–3.

Watkins N.D., Kennett J.P. Antarctic bottom water major change in velocity during the late Cenozoic between Australia and Antarctica // Science. 1971. Vol. 173. P. 813–818.

Watts A.B. Tectonic subsidence, texture and global change of sea level // Nature. 1982. Vol. 297. P. 469–474.

Watts A.B., Rayn W.B.F. Flexure of the lithosphere and continental margin basin // Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 25–44.

Watts A.B., Steckler M.S. Subsidence and eastacy at the continental margin of eastern North America // Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and palaeoenvironment. 1979. P. 218–234. (Amer. Geophys. Union Ser.; Vol. 3).

Webb H.J., McKenzie J.A., Wright R.C. et al. Paleoclimatic record of the Pliocene at Deep Sea Drilling Project Sites 519, 521, 522 and 523 (Central South Atlantic) // Init. Rep. DSDP. 1984. Vol. 73. P. 701–715.

Weller J.M. Stratigraphic principles and practices. N.Y.: Harper, 1960. 175 p.

Weser O.E. Sedimentological aspects of strate encountered on Leg 23 in northern Arabian Sea // Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 23. P. 503–520.

Williams D.F., Moore W.S., Fillon R.H. Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 157–166.

Winterer E.L. Sedimentary facies of the rises and slopes of passive continental margins // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1980. Vol. 294. P. 169–176.

Woodraffe C.D. Mangrove swamp stratigraphy and holocene transgression, Grand Cayman Island, West Indes // Mar. Geol. 1981. Vol. 41. P. 271–294.

Worsley T.S., Davies T.A. Cenozoic sedimentation in the Pacific Ocean: steps toward a quantitative evolution // J. Sediment. Petrol. 1979a. Vol. 49, N 4. P. 1131–1146.

Worsley T.R., Davies T.A. Sea level fluctiations and deep-sea sedimentation // Science. 1979b. Vol. 203. P. 455–456.

Wortington L.V. An attempt to measure volume transport of Norwegian Sea overflow water through the Denmark strait // Deep-Sea Res. 1969. Vol. 16, suppl. P. 421.

Yerino L.N., Maynard J.B. Petrolography of modern sands from the Peru–Chile trench and adjacent areas // Sedimentology. 1984. P. 83–89.

Zeitler P.K., Tahirkhell R.A., Naeser C.W. et al. Uplift of the lesser Himalayas Northern Pakistan, as inferred from fussion track ages of sphene, epidote and zirkon // Fussion track dating workshope. Pisa, 1980. P. 239.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Часть I
ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ОКЕАНЕ 7

Глава I
ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ, ГЛОБАЛЬНЫЕ УРОВНИ И ПОЯСА 7
Дефицит осадочного вещества в океанах и морях, сопоставление количественных показателей с особенностями состава отложений 16
Области максимальных концентраций осадочного вещества – лавинной седиментации, сопоставление количественных показателей с особенностями состава отложений 21
Основные структурные элементы земной коры, определяющие лавинную седиментацию. Уровни и пояса лавинной седиментации 22

Глава II
ПЕРВЫЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ – ЭСТУАРИИ И ДЕЛЬТЫ РЕК МИРА 25
Закономерности количественного распределения и состава вещества 25
Осадкообразование в крупнейших эстуариях и дельтах 35
Дельта и подводный конус выноса Ганга и Брахмапутры 35
Дельта и подводный конус выноса р. Инд 45
Дельта и подводный конус выноса Амазонки 49
Дельта и подводный конус выноса р. Конго 55
Дельта и подводный конус выноса р. Нигер 56
Дельта и подводный конус выноса р. Нил 57
Особенности современного этапа развития эстуариев дельт и подводных конусов выноса 60

Глава III
ВТОРОЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ – ОСНОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА 62
Склоновые процессы на суше и в океане 62
Энергия рельефа, поверхности выравнивания и коррелятные отложения 62
Устойчивость осадочного материала на склонах 66
Обвалы, оползни, сели, снежные лавины, крип. 70
Условия среды на континентальных склонах в океане 78
Условия лавинной седиментации на втором глобальном уровне 81
Распределение осадочного материала и строение осадочных тел 85
Пассивные окраины океана 87
"Малые океаны" 93
Окраинные моря. Дальневосточные моря СССР 98
Общие закономерности формирования осадочного тела 101
Этапы седиментогенеза (подготовка, транспортировка, аккумуляция) 104
Этап мобилизации осадочного материала на втором уровне лавинной седиментации 105
Этап транспортировки осадочного вещества на втором уровне лавинной седиментации 109
Этап аккумуляции осадочного вещества лавинной седиментации. Конусы выноса второго глобального уровня 111

Модели подводных конусов выноса 113
Особые механизмы перемещения осадочного вещества и формирование осадочных тел 119
Классы и ряды гравититов 119
Первый класс гравититов: оползни и обвалы 124
Второй класс гравититов: отложения потоков разжиженного осадочного вещества 133
Третий класс гравититов: турбидиты (высокоплотностные и низкоплотностные) 135
Переходный класс от гравититов к суспенситам – контуриты 140
Сопоставление вклада гравититов разного класса и суспенситов в построении осадочных тел второго глобального уровня 146

Глава IV
ТРЕТИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ 147
Активные окраины (зоны субдукции океанской коры). Глубоководные желоба, типы активных окраин 147
Островодужные активные окраины 150
Активные окраины андийского типа 157
Закономерности затягивания (субдукции) или сохранения (аккреции) осадочного вещества . . 159
Теоретические построения 159
Данные геофизики и глубоководного бурения 162
Общие закономерности строения, морфологии и истории осадочных образований третьего уровня лавинной седиментации 174

Часть II
ГЛОБАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ И ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА 177

Глава V
ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ. ЦИКЛЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ 177
Новые методы определения изменения уровня океана: сейсмостратиграфия, седиментационно-сейсмические комплексы и сейсмофации. Относительный уровень 178
Глобальные циклы изменений уровня океана в фанерозое, мезозое и кайнозое 188
Глобальные циклы изменений уровня во время позднекайнозойских оледенений. Гляциоэвстатический фактор 194
Вертикальные движения окраин континентов под действием нагрузки осадочного вещества. Влияние локальных и региональных факторов 201
Возможные причины изменений уровня океана в геологическом прошлом 205

Глава VI
ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ – СОПРЯЖЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ. ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ПЕРЕРЫВОВ И ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ ОСАДКОВ 207
Перерывы, размыв, неотложение (нулевая седиментация), подводная денудация. Геометрия и хронология перерывов. Основные определения 208
Батиметрический контроль (вертикальная зональность) перерывов. Глобальные уровни перерывов 216
Перерывы первого глобального уровня. Номенклатура, глобальная корреляция. Закономерности возникновения 217
Перерывы второго глобального уровня. Закономерности их возникновения, распространение в пространстве и времени 220
Перерывы в современном осадконакоплении. Взаимодействие между перерывами верхнего и нижнего глобального уровней. Общие закономерности возникновения перерывов в пространстве и времени 232

Часть III
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА. ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ 242

Глава VII
ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОБЛАСТЕЙ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ 242
Минеральный состав осадков, тектоника плит и лавинная седиментация 244
Геохимия обломочного материала в областях лавинной седиментации 249

Биогенный материал в областях лавинной седиментации. Органическое вещество, процессы нефте- и газообразования, органоминеральные комплексы 256
Вулканогенный материал в областях лавинной седиментации. Осадкообразование на активных окраинах 263
Фации областей лавинной седиментации 265
Формации областей лавинной седиментации 266

Глава VIII
ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ 267

Глава IX
ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ 274

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 284

ЛИТЕРАТУРА 292

Научное издание

Лисицын Александр Петрович

**ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ
И ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ
В МОРЯХ И ОКЕАНАХ**

*Утверждено к печати
Институтом океанологии им. П.П. Ширшова
Академии наук СССР*

Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*
Художник *А.А. Кущенко*
Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 36414

Подписано к печати 07.12.87. Т – 18668
Формат 70 × 100 $^{1}/_{16}$. Бумага офсетная №1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 25,4. Усл.кр.-отт. 25,4. Уч.-изд.л. 29,1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 2123
Цена 6 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

выходят из печати книги:

М у р д м а а И. О. **Фации океанов.** – 20 л. 3р. 50 к.

В монографии обобщены результаты проведенных автором многолетних исследований современных фаций Мирового океана, которые рассматриваются как модели для анализа океанских отложений геологического прошлого. Описаны приконтинентальные и пелагические фации океанов, специфические фациальные комплексы тектонически активных поясов. Выявлена связь осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых океана с определенными фациями.

Для специалистов в области геологии океанов и морей, литологов, широкого круга геологов.

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. –20 л. – 3р. 30 к.

Большое внимание, которое сейчас уделяется шельфам Арктических морей, делает данную работу очень своевременной и полезной. Книга посвящена весьма актуальному, но мало изученному вопросу: геологическому строению и геоморфологии шельфа, осадкообразованию и новейшей истории развития морских бассейнов Советской Арктики. Работа основана на материалах, полученных авторами экспедиционных исследований в Баренцевом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Беринговом морях с 1978 по 1985 г.

Для океанологов, читателей, интересующихся проблемами Арктики и исследованиями ее шельфа.

Б а р а ш М.С. **Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана.** – 20 л. – 4 р. 40 к.

Работа обобщает исследования по палеоокеанологии Атлантического океана. Она важна для понимания взаимосвязи звеньев системы атмосфера–океан–суша. Представленные в работе реконструкции выполнены автором в рамках проекта "Палеоокеанология", предусматривающего всестороннее исследование геологической истории Мирового океана. Реконструкции сделаны на основе главным образом планктонных фораминифер, изотопных анализов и состава осадков.

Для геологов, микропалеонтологов, стратиграфов, палеоклиматологов.

Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. – 17 л. – 3 р. 40 к.

Без понимания истории развития океана невозможно развитие геологии на современном уровне. Для познания прошлого и предсказания будущего северных морей нужно понять механизм современных природных явлений. Вопросам воссоздания былых природных обстановок, среды обитания растений и животных, особенностей изменения биологической продуктивности полярных морей вопросам оледенения, литологии осадочной части шельфа и др. посвящена настоящая книга. В работе также описаны различные методы морских палеогеографических исследований.

Для геологов, литологов, палеоэкологов, палеогеографов, океанологов гидробиологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Академкнига":

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга–почтой":
480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга–почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга–почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга–почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга–почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга–почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга–почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга–почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга–почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга–почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга–почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга–почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга–почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина–Сибиряка, 137 /"Книга–почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга–почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга–почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга–почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга–почтой"/.

4945