

**СТРУКТУРНАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОКРАИН**

СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН



МОСКВА «НЕДРА» 1983



4267

Структурная геоморфология континентальных окраин/А. А. Чистяков, Ю. Я. Кузнецов, В. В. Шолохов и др. М., Недра, 1983. 213 с.

Рассмотрены новые структурно-геоморфологические методы исследований, которые должны входить составной частью в общий комплекс геологоразведочных работ. Большое внимание уделяется методике изучения аккумулятивных образований дельт и глубоководных конусов, а также рифов и баров, направленного на выявление неструктурных ловушек нефти и газа и на обнаружение некоторых видов россыпей. На конкретных примерах разбираются основные методы, дается теоретическое обоснование структурно-геоморфологических исследований континентальных окраин. Освещается новая методика составления различных видов структурно-геоморфологических карт.

Для геологов, геофизиков, геоморфологов и океанологов, изучающих континентальные окраины различных акваторий Мирового океана.

Табл. 2, ил. 41, список лит.— 50 назв.

Авторы: А. А. Чистяков, Ю. Я. Кузнецов,
В. В. Шолохов, Ю. А. Улицкий, О. М. Носова

Рецензент канд. геогр. наук Ф. А. Щербаков
(МГУ)

В последние годы проявляется огромный интерес к поискам месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых дна Мирового океана. К настоящему времени большая часть легко доступных месторождений на суше открыта и многие из них находятся на грани истощения. В связи с этим необходимо обратить внимание на разведку и добычу некоторых видов полезных ископаемых с морского дна, в основном на континентальных окраинах.

Морская добыча полезных ископаемых имеет ряд преимуществ. Так, например, разработка подводных россыпных месторождений не требует строительства подъездных путей. При морской добыче твердых полезных ископаемых часто не требуется больших трудоемких и дорогостоящих взрывных работ, а при морской бурении на нефть и газ преимущества связаны с высокими скоростями бурения в рыхлых молодых отложениях, возможностью бурения многих скважин с одной платформы, нередко крупными запасами морских месторождений по сравнению с наземными, транспортированием нефти более дешевым морским транспортом и т. п. Морская добыча в последнее десятилетие развивается особенно бурными темпами. Этому в значительной степени способствует и прогресс в развитии технических средств для добычи полезных ископаемых с морского дна.

Ведущее место среди всех видов полезных ископаемых, добываемых со дна морей и океанов, занимают нефть и газ. Если в начале 60-х годов только несколько стран занимались разведкой и добычей нефти в море, то к началу 1978 г. их число возросло до 36, а геологопоисковые работы осуществляют в настоящее время более 80 стран. В 1970 г. морская мировая добыча нефти равнялась 364 млн. т, а к началу 1980 г. она возросла до 632 млн. т, что составляет 23 % от всей мировой добычи. Добыча газа на этот же период составляла 289 млрд. м³, или 32 % от всей мировой добычи капиталистических и развивающихся стран. К началу 1980 г. на континентальном шельфе Мирового океана и во внутренних морях было открыто 865 нефтяных и 682 газовых и газоконденсатных месторождения. Подавляющая часть морских месторождений нефти и газа расположена на глубинах около 200 м — в пределах континентального шельфа. Однако поисковое бурение уже перешагнуло этот рубеж, и в пределах континентального склона на глубинах до 700 м уже открыты первые нефтяные месторождения. Технический прогресс в морском бурении в ближайшие годы позволит освоить не только континентальный склон, но и континентальное подножье, на глубинах моря до 3 км.

Быстро растет и морская добыча твердых полезных ископаемых, а по некоторым из них (циркон и рутил) морские месторож-

дения обеспечивают основную долю мирового потребления. Морская добыча прибрежноморских россыпей, содержащих преимущественно рудные минералы (помимо циркона и рутила, такие как ильменит, монацит, магнетит, хромит, касситерит), а также золото, платину, алмазы и некоторые другие минералы, по данным ООН, составляет около 10 % от общей стоимости руд, добываемых в зарубежных странах из россыпных месторождений на суше.

В последние годы ряд высокоразвитых капиталистических стран проводит интенсивные работы, связанные с разработкой технологии добычи и переработки со дна морей и океанов железомарганцевых конкреций, содержащих медь, никель, кобальт и другие элементы. США и Япония уже проводили в небольшом объеме опытную добычу с океанского дна железомарганцевых конкреций. Привлекают внимание и технические вопросы добычи металлоносных и рудоносных илов, открытых во впадинах Красного моря и в других районах Мирового океана.

Таким образом, на сегодняшний день не только шельф, но и континентальный склон и континентальное подножие (входящие в состав континентальной окраины) привлекают пристальное внимание исследователей, занимающихся вопросами изучения Мирового океана в связи с поисками полезных ископаемых. Если же учесть, что континентальные окраины составляют 15 % от всей площади нашей планеты, около 50 % от площади материков и около 21 % покрытого водой пространства земного шара, представляя собой области максимальной аккумуляции осадочного материала, то становится понятным и оправданным повышенный интерес к их геологическому изучению.

В связи со слабой геолого-геофизической изученностью континентальных окраин необходимы разработка и применение наиболее доступных методов изучения морей и океанов. Примером является структурно-геоморфологический метод, успешно зарекомендовавший себя при изучении суши во многих районах СССР и в ряде зарубежных стран. Подобные исследования должны предшествовать детальным геофизическим работам. В этом случае они значительно удешевляют детальные сейсмические исследования. Структурно-геоморфологический анализ рельефа морского дна позволяет предварительно наметить главные особенности геолого-геоморфологического строения континентальных окраин и выделить в их пределах районы для детального изучения.

Глава I написана В. В. Шолоховым, глава II — А. А. Чистяковым, О. М. Носовой, Ю. А. Улицким; глава III — Ю. Я. Кузнецовым, Ю. А. Улицким, А. А. Чистяковым, В. В. Шолоховым, О. М. Носовой; глава IV — А. А. Чистяковым и Ю. А. Улицким; глава V — А. А. Чистяковым и В. В. Шолоховым; глава VI — В. В. Шолоховым, А. А. Чистяковым, Ю. А. Улицким, О. М. Носовой.

Рисунки в тексте подготовлены Л. Н. Гранквелицкой, которой авторы выражают свою глубокую благодарность.

Глава I. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

В рельефе твердой оболочки Земли выделяется два главных планетарных уровня: верхний — на уровне моря, включающий поверхность континентов и прилегающих к ним шельфов; нижний — на глубине более 5 км, охватывающий обширные центральные части океанов. Область стыка этих крупнейших элементов мегарельефа Земли выделяется (по И. П. Герасимову) в качестве геотектуры зоны перехода между материковыми и океанскими геотектурами или планетарных морфоструктур океанов.

В пределах «ступени», разделяющей уровни, наблюдается изменение мощности и состава осадков, глубинного строения земной коры, ее типов, а также изменение характера тектонических деформаций, что позволяет рассматривать зону стыка как специфическую тектоническую область, опоясывающую все материки. Строение ее неоднородно.

Понятие «материковая окраина» (или «континентальная») широко используется в геологической и геоморфологической литературе. Значительно реже применяется термин «континентальная терраса», предложенный Дж. Карри [4]. В континентальную террасу Дж. Карри включал осушенную часть прибрежной равнины, шельф и склон.

По современным представлениям, континентальная окраина включает материковую отмель, или шельф, материковый склон и материковое подножие. Границы между этими элементами континентальных окраин достаточно четко проводятся по особенностям строения донного рельефа, и в большинстве случаев не вызывают разногласий. В последние десятилетия, когда выяснилось, что континентальная окраина является морфологическим выражением в рельефе контакта областей с континентальной и океанической корой, термину «континентальная окраина» стали придавать геологическое значение. Поэтому возникла необходимость уяснить генетическую принадлежность континентальных окраин различного строения и морфологического облика. Основными критериями ее выделения в разных сочетаниях являются: морфология континентальной окраины, смена геофизических параметров, обусловленная различием в глубинном строении, и прежде всего сменой типов коры. Отсюда возникло представление о континентальной окраине как о планетарном структурном элементе или о зоне сочленения материков и океанов [2].

В последние годы все шире используется термин «переходная зона», однако он лишен структурного и геоморфологического со-

держания. Свободное применение этого термина затрудняет разработку принципов морфоструктурного районирования континентальных окраин и выделение морфоструктур низших порядков.

Известные классификации континентальных окраин опираются в основном на геоморфологические различия или на особенности геологического строения материка и шельфа. В значительной мере они отражают тектоническую концепцию авторов. Наиболее дискуссионна проблема происхождения шельфа. Одни исследователи, подчеркивая общность геологического строения шельфа с примыкающим континентом, рассматривают его как затопленную часть континента (О. К. Леонтьев, Д. Е. Гершанович, В. И. Мысливец, К. В. Боголепов, Б. М. Чиков и др.). О. К. Леонтьев [16] считает, что шельф, строго говоря, не следует рассматривать как самостоятельную морфоструктуру, поскольку его внутренняя граница не имеет структурно-геологического значения, определяясь положением береговой линии, которая в свою очередь определяется высотой положения урвня.

Другие исследователи склонны относить шельф к структурам зоны перехода от континентов к океанам (А. А. Аксенов, Е. Н. Невеский, П. А. Каплин, Ж. Буркар, А. В. Ильин, Д. Г. Панов, Ф. Шепард, К. Эмери и др.) П. А. Каплин [9] рассматривает шельф как окраинную зону материков, подвергшуюся тектоническим преобразованиям при формировании в мезо-кайнозойское время океанических впадин. А. А. Аксенов и Е. Н. Невеский считают шельфом часть краевой зоны континентальной коры, испытывающую медленное перерождение и постепенно переходящую в кору океанического типа.

Имеются попытки районировать шельф по геолого-геоморфологическим признакам. Д. Г. Панов, например, выделяет шельфы допалеозойских, палеозойских, мезозойских платформ, краевых прогибов материков, мезо-кайнозойских складчатых поясов и современных геосинклинальных бассейнов.

В. В. Соловьев и Ю. Ф. Чемекоев при районировании шельфа большое внимание уделяют особенностям геологического строения. Ими выделяются: 1) ортошельфы, формирующиеся в пределах платформ и срединных массивов на коре континентального типа; 2) парашельфы, сформировавшиеся на продолжении складчатых областей также на коре континентального типа; 3) гемишельфы, свойственные областям геосинклиналей и океаническим островам. Строение коры в последнем случае может быть континентальным, океаническим, а также промежуточного типа.

Сходное районирование шельфов дается Н. П. Костенко. Ею выделяются три типа шельфов: континентально-платформенный; континентально-орогенный; геосинклинально-островной (в системе островных дуг).

Таким образом, если чисто геоморфологическое районирование шельфа развивается достаточно успешно, то удовлетворительной геоморфологической или морфоструктурной модели этого районирования в настоящее время пока еще нет.

Ю. М. Пушаровский [24, 25] и М. С. Марков понятию «шельф» придают структурное значение. Выделяемые пассивные шельфы отвечают областям с континентальной корой зрелого типа, а пассивные подвижные шельфы — областям с незавершенным формированием коры.

Использование термина «шельф» в таком понимании вряд ли приемлемо, однако в данном случае важен акцент на тектоническую активность шельфа и его связь с глубинным строением, что может послужить основой для структурно-геоморфологического районирования шельфов, слабо изученных геофизическими методами и бурением.

Рассматривая результаты структурно-геоморфологического анализа как необходимый составной компонент при структурной интерпретации геолого-геофизических данных, некоторые исследователи пытаются произвести районирование по типам, подтипам и зрелости коры — т. е. выделить области, различающиеся по геодинамике, типу деформации и формациям.

Тектоническое и морфоструктурное районирование континентальной окраины в целом не может считаться завершенным. Подавляющее большинство исследователей осуществляют районирование по типу коры, характеру и типу тектонических деформаций. В настоящее время корреляционные связи между ними также не могут быть уверенно определены.

Н. И. Николаев [21], исходя из геоморфологического и геофизического строения, истории развития, выделяет: современные геосинклинальные поля и зону дробления земной коры, соответствующую подводному цоколию континентов. Последняя сопровождается поясом флексур и разломов.

Д. Е. Гершанович, А. И. Конюхов [11], Б. Н. Котенев континентальные окраины разделяют по морфологии, геологическому строению и ведущему процессу, определяющему их характерные черты. Выделяются окраины первичнотектонические, вторичнотектонические и аккумулятивные. Первичнотектонические окраины обладают узким шельфом и слабо развитым подножьем. Их облик был сформирован в основном в конце кайнозоя. Среди первичнотектонических окраин могут быть выделены: рифтогенные, трансформные и орогенные.

Вторичнотектонические окраины имеют мощный осадочный чехол и развитое подножие. Характерно четкое выражение в данном рельефе блокового строения.

Аккумулятивные окраины рассматриваются авторами как элементы краевых геосинклиналей с большими мощностями осадочных и вулканогенных пород (10—15 км).

Р. М. Деменицкая [5] выделяет три типа континентальных окраин: древние — древнее 600 млн. лет; молодые — с возрастом менее 20 млн. лет (Красное море, Калифорнийский залив); и промежуточного возраста (Аденский залив и Норвежско-Гренландский сектор океана).

В последние годы многими исследователями предпринимаются попытки переосмыслить геолого-геофизические данные по материко-континентальным окраинам с позиции мобилизма и соответственно произвести их классификацию. Рассмотрение новых тектонических гипотез не входит в нашу задачу. В отношении новой глобальной тектоники следует заметить, что в геологической литературе по этому вопросу приводится большое число фактов, которые ей противоречат. Однако имеются данные, подтверждающие эту гипотезу.

А. И. Конюхов сделал попытку районирования континентальных окраин. Им выделяются: 1) агградационные окраины в режиме распадающегося края континента; 2) деформационные окраины в режиме края материка, деформированного сжатием, и 3) компенсационные окраины в режиме разрастающегося континента.

Указанные типы континентальных окраин подразделяются на подтипы. По мнению автора, «с геологической точки зрения материковая окраина — понятие собирательное, отвечающее не столько конкретной тектонической структуре, сколько разносторонней обширной области перехода между материком и океаном» [12].

Приведенный выше пример районирования континентальных окраин, объясняющий особенности их строения перемещением литосферных плит, показывает, насколько велико значение тектонической концепции исследователей.

Строение зоны сочленения материков и океанов в зонах островных дуг, желобов, внутренних и окраинных морей наиболее сложно. Эта зона здесь растягивается на многие сотни и тысячи километров. По мнению О. К. Леонтьева [16], она рассматривается как переходная.

Руководствуясь представлениями о постоянстве и древности океанов, О. К. Леонтьев считает, что переходные зоны возникают на коре океанического типа, которая со временем замещается континентальной. Выделяемые типы переходных зон образуют эволюционный ряд морфоструктур, последовательно сменяющих друг друга в процессе развития.

Важнейшими элементами переходной зоны являются котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желобы. Например, в западной части Тихого океана геологические данные свидетельствуют об омоложении островных дуг в сторону океана. В связи с этим принято, что происходит выдвигание «фронта складчатости» в сторону океана, составившее, по Г. М. Власову, для Камчатки и Японии около 200 км.

О. К. Леонтьев рассматривает формирование переходной зоны с позиции геосинклинальной теории, основу которой составляет учение о трансформации океанической коры в континентальную. Переходная зона по своему содержанию, во всяком случае по морфоструктурным особенностям и направленности эволюции земной коры, приближается к характеристике современных геосинклиналей. Напомним основные критерии их выделения: 1) контрастность структурных форм и их мозаичнополосовое размещение,

обусловленное тектонической раздробленностью; 2) сходство современных формаций систем островных дуг с формациями «ископаемых» геосинклиналей; 3) взаимосвязь островных дуг и желобов с геосинклиналями альпийского или кайнозойского возраста.

В. Е. Хаин [29] относит островные дуги к геосинклиналям и выделяет их два типа: молодые внутриокеанические вместе с желобами на океанической коре и зрелые островные дуги полициклического развития с корой континентального типа.

Мысль о том, что современные островные дуги являются «живыми» геосинклиналями, была высказана давно (Е. В. Павловский, Н. П. Васильковский, В. Е. Хаин, Г. Б. Удинцев, М. В. Муратов, Н. И. Николаев и др.). Ю. М. Пуцаровский [25], Л. И. Красный, хотя и относят островные дуги к современным геосинклиналям, однако считают, что последним свойственны специфические черты, связанные исключительно с неотектоническим этапом. Этот взгляд на геотектоническую позицию островных дуг приближается к представлениям А. А. Борисяка, Г. Ф. Мирчинка, Б. А. Петрушевского и др., по сведениям которых геосинклинальный этап закончился альпийской складчатостью. Более того, по мнению В. В. Белоусова [1] и Е. М. Рудича, в островных дугах происходит переработка континента в связи с продвижением «фронта базификации» вглубь континента.

Геосинклинальная теория на первых этапах становления гипотезы тектоники плит отрицалась полностью. Структурные элементы зоны сочленения материка и океана — островные дуги разных типов и т. д. — рассматриваются сторонниками мобилизма в качестве форм, возникающих при погружении плиты в зоне субдукции, или структур, образовавшихся на «осколках» древнего фундамента. Позднее некоторые исследователи также начали относить островные дуги к геосинклиналям. В этом проявляется стремление приспособить учение о геосинклиналях к новой глобальной тектонике.

Вслед за Р. В. Беммеленом многие геологи признают, что одновременно с наращиванием сиалической коры в сторону океана может иметь место и обратный процесс — деструкция.

Установленные в основном геофизическими методами зоны узких прогибов, выполненные осадками большой мощности (до 15 км), в области шельфа и континентального подножья по периферии Северо-Американского, Южно-Американского, Африканского, Австралийского континентов, а в последние годы вдоль Индостанского полуострова рассматриваются, как отмечалось выше, либо в качестве переходных зон, либо (вслед за Е. Данке и С. Шухертом) как геосинклинали. Последняя точка зрения, в частности, разделяется К. В. Боголеповым и Б. М. Чиковым [3].

Краткий перечень представлений геологов о зоне сочленения материков и океанов свидетельствует о неопределенности взглядов на природу и эволюцию ее структур.

Вследствие слабой геолого-геофизической изученности зоны сочленения выбора альтернативной тектонической гипотезы и моделей развития континентальных окраин как основы для морфострук-

турного районирования зоны сочленения затруднен. Поскольку морфоструктурный анализ направлен на изучение современных континентальных окраин, правомочно вслед за О. К. Леонтьевым выделять в пределах зоны сочленения окраин современных материков и переходную зону. Вместе с этим для уверенного прогноза структурных элементов первого, второго и третьего порядков, с которыми могут быть связаны месторождения полезных ископаемых, нельзя не учитывать представлений об общей геодинамической обстановке данных о мощностях осадков, их литологическом составе, а также историю формирования той или иной окраины.

Современные континентальные окраины могут быть разделены на пассивные и активные.

ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Пассивные континентальные окраины, иначе именуемые окраинами атлантического типа, развиты в Атлантике по периферии Северо-Американского (рис. 1), Южно-Американского континента и

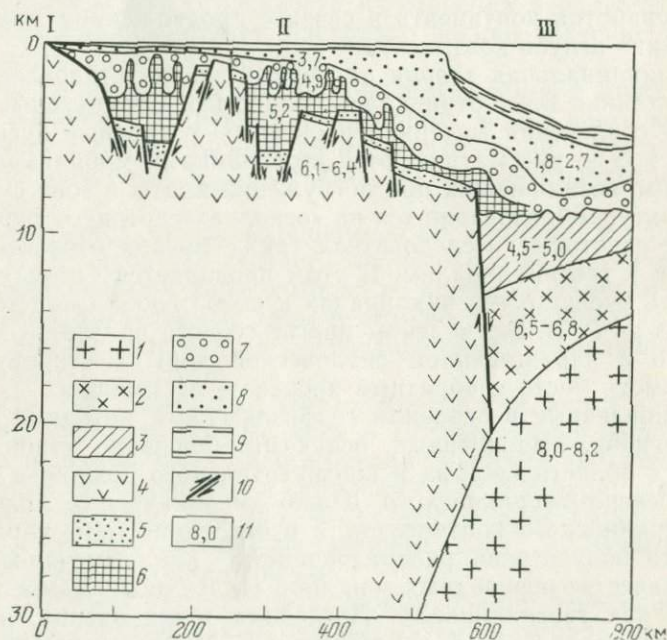


Рис. 1. Схематический структурный разрез Большой Ньюфаундлендской банки (II) от острова Ньюфаундленд (I) до континентального подножья (III). По Р. Шеридану [4, с. 82—101]

1 — мантия; 2 — океаническая кора; 3 — океанический фундамент; 4 — докаменноугольные магматические и метаморфические породы; 5 — пенсильванские—триасовые отложения; 6 — юрская соль; 7 — юрские карбонатные и терригенные породы; 8 — палеоген-неогеновые и меловые отложения; 9 — позднекайнозойские отложения; 10 — разломы; 11 — скорости продольных сейсмических волн, км/с

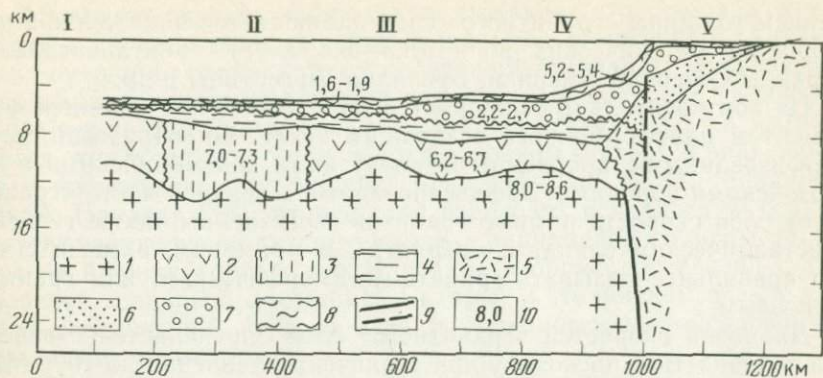


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры через континентальную окраину Сьерра-Леоне в пределах Гвинейского залива. По Р. Шеридану и др. [46]

I — абиссальные холмы; II — поднятие Сьерра-Леоне; III — абиссальная равнина; IV — подножие; V — шельф.

1 — мантия; 2 — океаническая кора; 3 — второй слой; 4 — аномальная кора; 5 — докембрий, кембрий, девон; континентальная кора; 6 — мезозойские отложения; 7 — кайнозойские отложения; 8 — позднейкайнозойские отложения; 9 — разломы; 10 — скорости продольных сейсмических волн, км/с

вдоль западного побережья Африки (рис. 2) и в Северо-Западной Европе.

В Индийском океане они свойственны побережьям Восточной Африки, Индостана, Австралии и Антарктиды. Окраины атлантического типа выделяются также в Средиземном море и Арктическом бассейне.

На континентальной окраине происходит общее сокращение мощности консолидированной коры и сочленения двух основных ее типов — континентальной и океанической. Для выяснения характера сопряжения и строения коры континентальных окраин широко привлекаются результаты сейсмических зондирований (ГСЗ, МОВ). Строение коры в пределах континентальных окраин сложное. Вследствие резкого изменения геофизических параметров на коротких расстояниях и трудностей геологической интерпретации материалов сейсмического профилирования в настоящее время типы сочленения континентальной и океанической коры можно наметить лишь в общих чертах.

На континентальных окраинах на фоне общего уменьшения толщины земной коры с приближением к океану происходит постепенное или резкое выклинивание «гранитного» слоя (скорости 5,5—6,4 км/с). При этом «гранитный» слой нередко смыкается с вторым и третьим слоями океанической коры. Строение коры, подстилающей подводное продолжение континента, близко к тому, какое наблюдается на континенте, однако мощность ее под шельфом меньше, а граница «гранитного» и «базальтового» слоев (раздел Конрада) прослеживается плохо. Замечено, что на тех континентальных окраинах, где вплотную к океану подходят древние щиты, раздел Конрада, как правило, не фиксируется. Одновременно с сокра-

щением толщины «гранитного» слоя наблюдается понижение в нем скоростей сейсмических волн (5,3—5,5 км/с) — континентальные окраины Северной Америки, Бразилии, Аргентины и др.

На континентальных окраинах «гранитный» слой является фундаментом платформенного осадочного чехла. Он образован метаморфизованными, прорванными интрузиями докембрийскими и палеозойскими породами. Зафиксированные в верхней части «гранитного» слоя скорости помимо гранитов свойственны также гнейсам, кристаллическим сланцам, кварцитам и мраморам, в связи с чем его правильнее называть гранито-метаморфическим, или гранито-гнейсовым.

Диапазон скоростей «гранитного» слоя определяется с известной условностью, поскольку при увеличении давления до 1000 МПа скорости в граните возрастают до 6,3 км/с. Отсюда и достаточно условно выделение «гранитного» слоя в фундаменте, например, древних платформ; считается однако, что в пределах последних он отвечает докембрию, а в альпийской зоне — докембрию и палеозою. В состав геофизического «гранитного» слоя могут включаться мезо-кайнозойские гранитные интрузии и уплотненные осадочные породы, входящие даже в альпийский геосинклинальный комплекс.

Природа третьего слоя, «базальтового», также не вполне ясна в настоящее время. К «базальтовому» слою одни исследователи относят геофизический слой с граничными скоростями в кровле 6,3 км/с; другие — только слой со скоростью 6,8 км/с. Средние значения скоростей продольных волн в нем на континентах составляют 6,6—7,4 км/с, а в океанах колеблются от 6,5 до 7,1 км/с. Смена скоростей происходит в пределах континентального склона, иногда одновременно с некоторым уменьшением его толщины (до 3 км). В пределах щитов древних платформ, входящих в континентальные окраины, «базальтовый» слой обычно характеризуется максимальной мощностью 12—15 км. Пониженные мощности этого слоя вблизи континентов, как правило, приурочены к перикоэаническим прогибам и иногда к глубоководным желобам.

Второй слой — вулканогенно-осадочный — в океанах развит почти повсеместно. Средняя его толщина редко превосходит 1,5 км. Максимальная мощность слоя иногда превышает 3 км. Слой характеризуется значительным диапазоном сейсмических скоростей (от 3 до 6 км/с), что свидетельствует о возможном присутствии в нем консолидированных осадков, однако по скоростным характеристикам он плохо отделяется от «гранитного» и «базальтового» слоев.

Сопряжение двух типов коры (континентальной и океанической) осуществляется по границам вертикального раздела и, как правило, с одновременным выклиниванием к континентальному склону второго «гранитного» слоя. Такой тип взаимоотношений наблюдается в Северной Атлантике вдоль побережий Испании, Ирландии, Норвегии, Гренландии. Он также свойствен северозападному побережью Африки, а в Индийском океане — западной континентальной окраине Австралии и Юго-Восточной Африки.

В других случаях наблюдается смыкание второго океанического слоя с вулканогенными сериями шельфов и материков. Подобный тип смыкания проявляется у побережий Аргентины, Уругвая и южной Бразилии, где второй слой переходит на материке в вулканогенные серии Чон-Айк и Тобифера со скоростями 4,4—5,3 км/с. Возраст этих толщ триас-меловой и в основном считается раннеюрским. На континентальной окраине Венесуэлы, по А. П. Милашину и В. А. Панаеву [18], второй слой переходит в карибскую осадочно-эффузивную серию позднеюрского — раннемелового возраста. У берегов Африки (побережье Марокко) второй слой связан с триас-юрской трапповой формацией Сахары. В Индийском океане характер соотношений второго слоя и вулканогенных образований на материке менее ясен.

Значительно чаще, как показывают геофизические исследования, второй слой выклинивается к континентальному склону одновременно с выклиниванием гранитного слоя. Подобный характер взаимоотношений наблюдается у побережий Гренландии, Испании и Ирландии у юго-восточных берегов Африки.

В ряде случаев переход от континентальной к океанической коре осуществляется постепенно через промежуточные типы коры — субконтинентальный и субокеанический. В Атлантике переходные типы коры свойственны континентальной окраине Северо-Американского континента и Северо-Западной Африки. Ступенчатое погружение блоков континентальной окраины предполагается у побережья Норвегии, а в Индийском океане — вдоль берегов Австралии, Индостана и Африки.

По данным сейсмического профилирования, отдельные блоки континентальной коры оказываются погруженными значительно глубже 2 км. Анализ геофизических полей — аномального магнитного и гравитационного — косвенно подтверждает факт постепенного перехода и существование зон разломов, продольных краю континента, которыми разделяются блоки погруженной коры.

Вдоль континентов выделяются интенсивные положительные магнитные аномалии, которые прослеживаются непрерывно на многие сотни километров: так, например, известная склоновая магнитная аномалия восточного побережья Северо-Американского континента со значениями 320—560 мА/м прослеживается на многие сотни километров от Ньюфаундленда до Флориды. Ширина ее составляет 70—130 км. Глубина образующих ее отдельных аномалий составляет 5—7 км и более, обнаруживается связь с вулканическими основными породами.

Выделяемая мористее зона «спокойного» магнитного поля со значениями 16—40 мА/м, разделенная положительной аномалией «Е» (амплитудой 80 мА/м) и совпадающая с гравитационным максимумом, рассматривается Ф. Д. Рабиновичем как переходная от континентальной к океанической коре.

Зоны краевых магнитных аномалий и зоны мористее спокойных магнитных полей окаймляют континентальные окраины многих ма-

териков. Они отмечены у побережья Британских островов, Франции, Португалии.

Вдоль континентальной окраины Африки крупная линейная положительная аномалия амплитудой 480 мА/м прослежена между островами Зеленого Мыса и Канарскими островами. Близкая по интенсивности положительная аномалия установлена на широте Монровии и вдоль континентальной окраины Юго-Западной Африки (южнее Людерица). Ее интенсивность достигает 400 мА/м. У. Зиссар с соавторами [4] полагает, что аномалия совпадает с краем Африканского континента.

Вдоль побережья Южной Америки крупные положительные магнитные аномалии выявлены напротив устья р. Ла-Платы и в заливе Сан-Хорхе. В Северном Ледовитом океане положительная магнитная аномалия окаймляет Чукотское поднятие.

Природа краевых линейных магнитных аномалий, равно как и природа зоны «спокойного» магнитного поля, дискуссионна. Первая в основном является результатом краевого эффекта. Расчеты показывают, что краевые магнитные аномалии имеют также геологическую природу и вызываются скорее всего присутствием крупного линейного интрузивного тела, связанного с зоной повышенной проницаемости в коре вдоль системы разломов или обусловлены поднятиями высокомагнитного фундамента. К такому выводу приходят, например, американские исследователи относительно происхождения склоновой магнитной аномалии восточного побережья США.

Зона «спокойного» магнитного поля захватывает в основном подножие континентального склона и приконтинентальные прогибы. Ее ширина составляет несколько сотен километров. Считается, что аномалия «Е», возможно, разделяет блоки континентальной и субокеанической коры. Не исключена ее связь с зоной разломов или погребенным поднятием на границе двух кор.

Зона «спокойного» поля выделяется не везде. Наиболее четко она проявлена в Атлантике, Индийском океане. Ее значительная ширина наблюдается к западу от Австралии.

Как правило, исследователи рассматривают зону «спокойного» поля в качестве области деструкции континентальной коры. Д. Хейрлер, Г. Хесс, С. Дрейк, М. Тальвани, стоящие на позициях мобилизма, связывают ее с киаманским интервалом позднего палеозоя — раннего триаса, когда инверсии магнитного поля не происходило. Т. Тейлор смену полей объясняет метаморфизмом базальтов второго слоя, изменившего магнитные свойства.

А. П. Милашиным [18] замечено совпадение границы «возмущенного» поля с зоной возможного выклинивания второго слоя. Следовательно, полосовые магнитные аномалии могут образовываться вулканогенными породами.

Гравитационное поле пассивных континентальных окраин отражает плотностные неоднородности в земной коре и верхней мантии. При переходе от материка к океану из-за сокращения мощности коры аномалии Буге увеличиваются, образуя зоны градиентов.

и локальных линейных максимумов. Плотностные неоднородности в аномальном гравитационном поле отражают крупные погребенные поднятия фундамента и разделяющие их прогибы. Вблизи шельфа континентальной окраины Северной Америки выявляется непрерывный гравитационный максимум в свободном воздухе, приуроченный к погребенному поднятию фундамента. Этот максимум не может быть объяснен влиянием рельефа дна («краевым эффектом») и позволяет предполагать существование зоны уплотнения фундамента или погребенного выступа пород, обладающих высокой плотностью, что доказано сейсмическим профилированием.

Выраженные в рельефе и погребенные под менее плотными осадками поднятия фундамента широко распространены вблизи многих пассивных континентальных окраин — вдоль Атлантического побережья Африки и Южной Америки. В Индийском океане они намечаются, по данным П. Д. Рабиновича, в районе Кенийско-Мозамбикской и Южноафриканской континентальных окраин.

При интерпретации аномалий Буге установлено, что их региональные изменения отражают изменения мощности земной коры. В областях положительных аномалий, возможно, присутствует утоненная кора, а в случае отрицательных аномалий предполагается кора большой мощности. Часть локальных аномалий вызывается плотностными неоднородными массами, расположенными вблизи земной поверхности.

В общем плане пассивные окраины характеризуются краевой положительной гравитационной аномалией, приуроченной к континентальному склону и шельфу и сопряженной с ней отрицательной аномалией области континентального подножия. Расчеты и анализ материалов сейсмического профилирования показывают, что крупные продольные континенту положительные линейные гравитационные максимумы, как правило, отвечают блокам фундамента; разделяющие их минимумы Буге и Фая достаточно четко совпадают с системами грабенов и прогибов.

На континентальных окраинах Северной и Южной Америки, Африки в Атлантике и Восточной Африки, Индостана и Австралии в Индийском океане в зоне сочленения материковой и океанической коры наблюдается возрастание аномалий Буге от слабых до интенсивных положительных величин, составляющих $0,3 \cdot 10^{-2}$ м/с².

Сопоставление изостатических аномалий с сейсмическими данными, например в Атлантике, обнаруживает совпадение отрицательных изостатических аномалий с системами грабенообразных прогибов, разделенных выступами фундамента. Последние препятствуют выносу осадков, вследствие чего по периферии континентов почти повсеместно прослеживаются зоны больших (до 15 км) мощностей осадков.

Каковы же причины, приводящие к утонению земной коры и гранитного слоя*, а также устойчивому погружению пассивных окраин?

* По мнению Л. Монтадера, в этом важную роль играют нормальные сбросы «листрической» формы.

На этот счет имеется несколько точек зрения. Согласно одной из них под окраинами происходит глубинная подкоровая эрозия, в результате чего легкий материял континентальной коры замещается тяжелым мантийным материялом, что приводит к опусканиям. На краях континентов, по мнению некоторых исследователей, под влиянием массы материковой глыбы мантийное вещество может «перетекать» в сторону океана. Это также приводит к утонению коры и погружению края континента. С другой точки зрения, в процессе эволюции вначале образуется внутриматериковая система рифтов и грабенов, в пределах которой происходило внедрение мантийного вещества, что существенно видоизменило континентальную кору и сопровождалось «откалыванием» и «растаскиванием» отдельных материковых глыб.

Причины опускания земной коры на «пассивных» окраинах одни исследователи видят в эклогитизации коры вследствие ее прогрева (Е. В. Артюшков); другие полагают, что утяжеление коры является следствием продвижения вверх фронта метаморфизма (Д. Фалви, М. Мидлетон); наконец, третьи (Р. Майскер) связывают утяжеление с внедрением в кору мантийного материяла. Согласно последней точке зрения, после внедрения вещества мантии на последующих этапах происходят охлаждение и уплотнение материяла коры и изостатическое опускание континентальной окраины.

Как показывают геофизические исследования и материялы бурения, линейные структуры (впадины, грабены, выступы) континентальных окраин разделяются на три основных типа, состоящие по А. П. Милашину: 1) из двух прогибов, разделенных валом, 2) из одного прогиба, ограниченного краевым поднятием у континентального склона, и 3) из одного прогиба, смыкающегося с океаническими котловинами.

Указанные типы прогибов не исчерпывают всего разнообразия структур континентальных окраин. По-видимому, могут быть выделены рифтогенные структуры не только продольные краю континента, но и поперечные (Южная Америка, залив Св. Лаврентия и др.).

Прогибы и впадины первого типа свойственны континентальным окраинам Северной Америки и Бразилии. Одиночные прогибы второго типа сформированы у побережий Анголы, Южной Африки, Норвегии, Гренландии.

Простиранние, морфология крупных впадин и разделяющих их поднятий в целом согласуются с ориентировкой блоков фундамента, контуры которых определяются направлениями мезозойских и домезозойских разрывных нарушений, в большинстве своем испытавших тектоно-магматическую активизацию в мезо-кайнозойе. Они сопровождаются интенсивными магнитными аномалиями, вызванными дайкообразными интрузиями.

Крупнейшие разломы образуют тектонические линии сквозного типа, секущие области океанических сегментов и продолжающиеся на материках. Разломы указанного типа разделяют континенталь-

4267

ные окраины на структурно-фациальные сегменты, различающиеся типом тектонических деформаций и скоростью прогибания. Они же контролируют литолого-фациальную зональность, продольную краю континента.

Разломы регионального значения определяют структурную дифференциацию внутри сегмента и, как правило, не продолжаются за их пределы. Этот тип нарушений образует систему разрывов, продольную краю континента. Разломы проявляются в магнитных, гравитационных полях, в геоморфологическом и геологическом строении материкового уступа, нередко образуют зоны ступенчатых нарушений, в пределах которых происходят сокращение мощности континентальной коры и скачкообразное изменение мощности мезокайнозойских осадков. В осадочном чехле этот тип разломов, особенно в верхах разреза, проявляется флексуобразным изгибом слоев.

Особый тип образуют дуговые разломы, выявленные на основании интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных на Североамериканской окраине. Природа и механизм их в многом еще неясны, однако предположительно они могут быть разрывы на континентальных окраинах Африки, Индостана и Австралии. Разрывы со смещением (сдвиги и шарьяжи) в целом не характерны для континентальных окраин, особенно для приматериковых их частей. Как справедливо полагает Ю. М. Пушаровский, в связи с уменьшением мощности коры и изменением «прочностных» параметров в пределах континентальных подножий мы вправе ожидать появления нарушений со сдвиговой составляющей. Развитие близко расположенных параллельных друг другу нарушений со значительной амплитудой горизонтальных перемещений, как известно, весьма характерно для океанических плит и хребтов центральных частей океанов.

Анализ геолого-геофизических данных по известным континентальным окраинам Северной Атлантики, Индостана и Африки убеждает в существовании трех главных систем нарушений — диагональных, широтных и меридиональных. Разделение нарушений по значению в настоящее время произвести сложно ввиду их слабой изученности. Некоторые из них наследуют тектонические линии древнего заложения, другие имеют мезо-кайнозойское заложение.

Ясно одно, что крупнейшие сквозные или транзитные разломы, секущие геоблоки континентальной и океанической кор, в большинстве случаев являются древнейшими, поскольку они согласуются с положением складчатости и зон магматической активизации архейских щитов материков. Как правило, в геофизических полях и рельефе континентальных окраин, за исключением отдельных долей звеньев, они проявлены значительно хуже. К ним с известной отнесены нарушения широтной, меридиональной и северо-восточной ориентировки. Более молодые и резко активизированные древние нарушения преимущественно диагональных направлений огра-

ничивают континентальные окраины почти по всему периметру материков. Они представлены нормальными сбросами и отделяют геоблоки континентальной и океанической коры. Заложение некоторых из них осуществлялось в раннем палеозое, а активизация — в раннем — среднем мезозое и палеогене. Они хорошо выражены в геофизических полях системами ступенчатых разломов, внешние эшелоны которых часто более молодые по времени активизации и нередко хорошо отражены в подводном рельефе материковых окраин, совпадая с бровкой шельфа, континентальным уступом или подножием.

Практически все континентальные окраины ограничены разломами, однако ввиду изменения геофизических параметров в зоне сочленения континентальной и океанической коры установить истинный характер сочленения бывает сложно, хотя на целом ряде профилей ГСЗ, пройденных через континентальные окраины Атлантики и Индийского океана, в фундаменте зафиксированы границы вертикального раздела.

Более уверенно по материалам сейсмических исследований устанавливаются разломы в осадочном чехле. Амплитуда их составляет первые километры. Проявление продольных континенту нарушений в современном рельефе шельфа обычно свойственно континентальным окраинам, испытавшим позднекайнозойскую активизацию.

Существенное значение имеют «узлы», в которых пересекаются разноориентированные разломы, контролирующие очертания материков. Такие «узлы» объясняют возникновение на континентальных окраинах зон дроблений. Среди них могут быть выделены: 1) зоны дроблений выступающих в сторону океана частей материка периферии континентальных блоков (Южно-Африканская, Южно-Индостанская, Сомалийская и др.), и 2) зоны дроблений входящих углов (Гвинейская, Мозамбикская, Занзибарская и др.).

Для первых зон характерны мелкоблоковая, иногда изометричная структура фундамента, резкодифференцированные движения, определившие образование горных островов (Сокотра, Шри-Ланка и др.), представляющих собой высокоподнятые блоки континентальной коры, разделенные впадинами.

Зоны дроблений входящих углов, как правило, совпадают с крупными прогибами, выполненными кайнозойскими осадками большой мощности. Эти зоны в большинстве случаев характеризуются раздробленным основанием, широким развитием погребенных горстовых поднятий и грабенев. Кайнозойский осадочный чехол обычно значительной мощности залегает плащеобразно, маскируя строение нижнего структурного этажа, что указывает на формирование на раздробленном основании крупного наложенного прогиба. Обращает на себя внимание также значительное расширение континентальных окраин, а в геоморфологическом отношении — приуроченность к ним дельт крупнейших рек материков — Нила, Ганга, Брахмапутры, Замбези, Амазонки и др.

Краевые морфоструктуры и морфоскульптуры были классифицированы К. Барком. Он выделяет следующие формы краевых барьеров: 1) горсты и грабены, 2) шарнирные сбросы, 3) взбросы, 4) складки сжатия, 5) антиклинальные структуры, 6) биогермы, 7) погребенные рифы, 8) погребенные вулканические сооружения, 9) plutонические интрузии, 10) эвапоритовые диапиры.

Как видно из приведенного перечисления, практически все краевые барьеры прямо или косвенно связаны с проявлениями разрывной и складчатой структур континентальной окраины. При структурно-геоморфологических исследованиях должна быть учтена возможность проявления в рельефе всех типов краевых барьеров шельфа.

Комплексное сопоставление материалов геофизических (сейсмических, гравиметрических, магнитометрических) исследований, результатов бурения и результатов структурно-геоморфологического анализа рельефа позволяет точнее определить природу краевых барьеров и разработать основные критерии явления складчатых или разрывных структур.

Структурно-геоморфологический анализ пассивных континентальных окраин должен осуществляться с учетом особенностей их строения и эволюции в геологическом прошлом. Существующие в настоящее время схемы районирования базируются на представлениях деструкции континентальной окраины, часто интерпретируемых некоторыми авторами с позиции мобилизма.

А. И. Конюхов выделяет следующие континентальные окраины, называемые им эпирифтовыми: окраины кратонов, эпиплатформенных орогенных поясов, участки выхода авлакогенов к океану, неразвитые окраины молодых рифтов (Красное море) и близкие по строению к эпирифтовым «трансляционные» окраины, обязанные движениям по крупным разломам. В соответствии с моделями мобилизма выделяются также континентальные окраины «зон столкновения».

Каждый из выделенных типов окраины характеризуется специфическими чертами: областям эпиплатформенного орогенеза свойственны узкий шельф и крутой континентальный склон; континентальным окраинам кратонов — широкий шельф и относительно пологий склон.

К участкам выхода к океану континентальных рифтов, систем, поперечных к континентальной окраине разломов, как отмечалось выше, приурочены дельты крупных рек.

Таким образом, пассивные континентальные окраины характеризуются специфическим тектоническим строением и соответствующим морфоструктурным планом. Вместе с этим в пределах континентальных окраин часто прослеживаются структурные зоны континентов, что является одним из аргументов для отнесения шельфа к материкам.

Гравиметрическими и магнитными исследованиями установлено продолжение Аппалачской складчатой системы на шельфе Атлантики. Она выражена полосовыми аномалиями силы тяжести, при-

чем отдельные аномалии отвечают антиклинориям и выступам этой структурной зоны. В магнитных полях прослеживается продолжение кристаллического фундамента Анд на шельфе у мыса Горн.

На континентальной окраине Африканского континента продолжают структуры Атласской складчатой области. Они предполагаются на Канарских островах и островах Зеленого Мыса, где обнажаются толщи флишондов и эффузивов. В поле аномалий Фая поднятие Канарских островов совпадает с зоной максимумов, протягивающихся в сторону Высокого Атласа. Гравитационные и магнитные исследования между Уолфиш-Бей и Людерицем выявили интенсивные аномалии ($0,6 \cdot 10^{-3}$ м/с² 1,6 А/м) северо-восточного простирания, указывающие на существование подводного продолжения орогенного пояса Дамара. В Средиземном море юго-западнее о-ва Ивиса установлена зона поднятий, являющаяся продолжением Кордильеры Бетико. В Северном Ледовитом океане по линейным магнитным аномалиям до края шельфа прослежена каледонская Восточно-Гренландская геосинклиналь. Через Чукотский шельф от хребта Брукс по геофизическим данным намечена зона поднятий, смыкающаяся с Чукотско-Анадырским складчатым поясом.

Приведенные данные однозначно указывают на продолжение в пределах континентальной окраины складчатых зон палеозоя и докембрия. За ее пределами они срезаются разломами, параллельными краю материковой окраины. Этот факт используется в фиксизмских гипотезах базификаций как доказательство того, что первоначально континентальные структуры продолжались в сторону океанов. Мобилисты, опираясь на сходство докембрийских и палеозойских образований и тектонических структур противоположных берегов Атлантики, считают этот факт, напротив, доказательством расхождения материков.

За редким исключением, и океанические рифты смыкаются с континентальными. Многие зоны вулканических поясов также продолжают из океана вглубь континента. Структурно-геоморфологические исследования на континентальных окраинах должны учитывать существование сквозных структур, а также тектонических форм, присущих только континентам и океанам.

Несмотря на значительные успехи, достигнутые в геологическом изучении континентальных окраин, основной объем информации получен при геофизических исследованиях, тогда как для полного восстановления истории их формирования материалов бурения еще мало.

Также как и во всех других случаях, анализ геологической истории окраин может быть рассмотрен с позиций фиксизма и мобилизма.

В. В. Белоусов [1], анализируя эндогенные и геотектонические режимы, выделяет класс режимов окраин материков и рассматривает пассивные окраины в составе атлантического подкласса режимов. Главным его положением является признание того, что в мезозое окраины материков начинают погружаться, причем

это опускание усиливается в сторону океана. Вначале опускание компенсировалось осадконакоплением. Затем, вследствие более интенсивного погружения внешнего шельфа, создалась обстановка некомпенсированного опускания.

Ю. М. Пушаровский [24, 25] отмечает широкое распространение мелководных отложений на больших глубинах в Атлантике, Тихом и Индийском океанах, что позволило ему придти к выводу об активном развитии процессов деструкции, тяготеющих к приконтинентальным областям или периферии талассогеов.

К. Эмери [35] выделяет четыре стадии (рис. 3) развития континентальных окраин: 1) первоначальную; 2) молодую; 3) зрелую и 4) старую (разрушение). Первой стадии свойствен в основном тектонически обусловленный рельеф с очень маломощным чехлом осадков. Континентальное подножие на этой стадии отсутствует. Вторая стадия знаменуется частичным, а иногда и полным заполнением первичного тектонического рельефа и началом формирования рифов, образующих барьеры вдоль края шельфа. Третья стадия характеризуется захоронением первичного рельефа и коралловых барьеров и при наличии эвапоритов или других пластичных пород — формированием диапировых структур. Стадия старости представляется как начало разрушения континентальной окраины тектоническими процессами, в связи с чем осадочный чехол континентальной окраины подвергается складчатости. Важен вывод о том, что зрелые стадии наиболее благоприятны в отношении нефтегазоносности.

Попытки наметить стадии развития континентальных окраин были предприняты А. И. Конюховым [12], Б. В. Ермаковым [6] и другими исследователями. Обычно выделяют в геологической истории пассивных окраин следующие стадии: 1) дорифтовую; 2) рифтовую; 3) накопления эвапоритов; 4) погружения контролируемого движения по разломам; 5) общего прогибания; 6) тектонической активизации, сопровождающейся перемещениями по разломам и повторным рифтогенезом. Дорифтовая стадия связывается с палеозойской эрой. Как предполагают, в это время осадки накапливались в пологих платформенных прогибах на докембрийском основании. В ряде случаев, как, например, в пределах Западно-Европейской окраины, фундамент был палеозойским. Мощность осадков, по существу платформенных, не превышала первые километры. По составу в них главную роль играли терригенно-карбонатные мелководные, иногда континентальные породы. Вблизи палеозойских и герцинских складчатых сооружений или областей эпиплатформенного орогенеза заметно возрастает значение молассовых и молассоидных комплексов. Эта стадия выделяется на континентальных окраинах Северной и Южной Атлантики.

Рифтовая стадия, хотя и выявляется на всех пассивных континентальных окраинах, была разновременной. В Северной Атлантике и Индийском океане она охватывает пермо-триасовое или триас-юрское время. В Южной Атлантике время ее проявления приходится на юру — ранний мел. Стадия характеризуется актив-

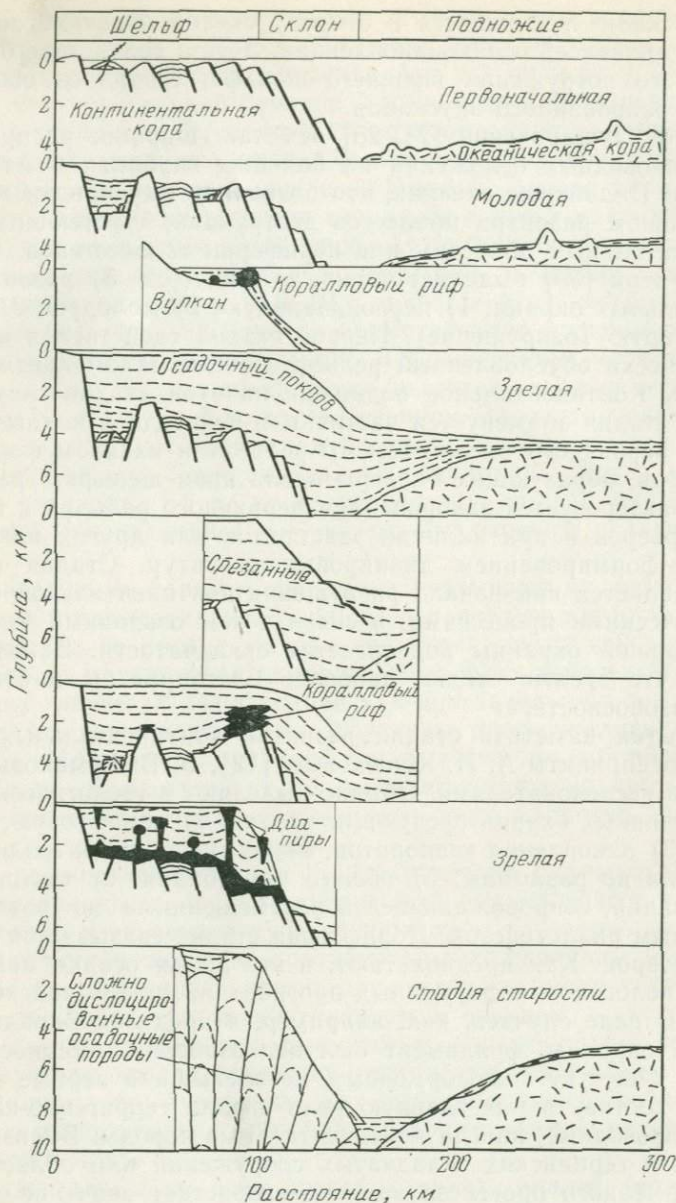


Рис. 3. Стадии развития континентальных окраин. По К. Эмери [35]

ным формированием систем продольных континентальных горстов, грабенов и сопровождалась базальтоидным магматизмом. Для этой стадии характерны терригенные красноцветные осадки, накопленные в основном в грабенах.

Эвапоритовая стадия выделяется не всеми исследователями, так как она фиксируется не на всех окраинах. Распространение эвапоритовых серий, видимо, контролировалось климатическими условиями и определялось тем, что окраины континентов долгое время были областями аридного литогенеза. Судить о распространении и возрасте эвапоритов сложно в связи с тем, что они предполагаются в большинстве случаев только при геофизических исследованиях.

В Северной Атлантике время накопления эвапоритов падает на пермское, триасовое и юрское, а также на неокон.

Верхнетриасовые и нижнеюрские соли установлены в разрезах Сенегальской окраины Африки и на континентальной окраине Северной Америки (Балтимор-Каньон, Гранд-Банк, Новая Шотландия). На континентальных окраинах Индийского океана эвапориты имеют пермский, триасовый и юрский возраст.

Триас-нижнеюрские соли прослежены от Сомали до Южно-Африканской Республики (Порт-Элизабет). В Южной Атлантике апт был основным временем накопления эвапоритов. Они известны во впадинах Эспириту-Санто, Сержипи-Алагоас, Кампус, Сантур Южно-Американского континента и в Кванза-Камерунской впадине континентальной окраины Африки. Хотя время накопления эвапоритов и совпадает с рифтогенезом, необходимо подчеркнуть, что выделяется два типа солеродных бассейнов — рифтовый и эпиконтинентальный. В рифтовом типе распространение соленосных толщ ограничено грабенами. Эпиконтинентальные бассейны связаны, по данным Г. Б. Сальмана, с депрессиями в пределах континента.

Стадия погружения, как и эвапоритовая, выделена Б. В. Ермаковым. Она характеризуется накоплением карбонатно-терригенных и карбонатных пород большой мощности (до 7 км). Седиментация сопровождается дифференцированными перемещениями блоков основания по разломам.

Стадия общего опускания характеризуется общей трансгрессией и погружением по существу всех окраин. Быстрое, иногда «спазматическое» погружение некоторых окраин было некомпенсированным и отмечено значительным распространением терригенно-карбонатных пород, обычно более глубоководных, чем на рифтовой и эвапоритовой стадиях. Широкое развитие получили кокколитофоридовые и фораминиферовые известняки.

Осадки двух последних стадий значительно обогащены органическим веществом (седикахитами — по Н. Б. Вассоевичу) и представлены мергелями, известняками, глинами черного цвета, часто пиритизированными. Мощность накопленных осадков составила первые километры. В ряде мест Африканской континентальной окраины она достигла 8—9 км.

Стадия тектонической активизации является кайнозойской по времени проявления. По Ю. М. Пущаровскому [24], это время активной деструкции. Повторным рифтогенезом были охвачены Северная Атлантика и континентальные окраины Индийского океана. Как отмечает Б. В. Ермаков, во время эоценовой активизации

сформировались главные черты современного морфоструктурного плана пассивных континентальных окраин.

По мнению А. В. Пейве, активизация отражает эпоху альпийской складчатости в океане и прошла под знаком сжатия. Накопление осадков смещается в область континентального склона и подножия. Меньшая по масштабам активизация континентальных окраин имела место в середине олигоцена.

Значение последних страниц истории геологического развития континентальных окраин особенно важно при проведении структурно-геоморфологических исследований. С началом плиоцена и в основном с средним плиоценом связывают резкое усиление тектонических движений в океане и на суше. Одновременно отмечается и падение уровня океана до отметок -200 м, что, по Э. Булларду, связано с тектоническими движениями в океане. Несмотря на их кратковременность, на континентальных окраинах сформировалась широкая сеть древних долин, которая ныне на шельфе частично или полностью погребена под осадками.

Последующее развитие ознаменовалось постепенным подъемом уровня Мирового океана, которое усложнилось периодическими регрессиями. По данным Г. Линдберга и Ж. Буркара, в четвертичное время было три четвертичные трансгрессии с высотами $+200$, $+100$, 0 м, разделенные регрессиями -300 , -200 м. Относительно природы колебаний уровня океана мнения исследователей различны: одни связывают их с гляцио-эвстатическими колебаниями уровня океана; другие — с ведущей ролью тектонических процессов. Известна также временная корреляция проявлений тектоно-вулканической активности с колебаниями уровня океана и с фазами похолодания. Не касаясь дискуссионного вопроса об амплитуде колебания уровня океана в плейстоцене и его причинах, большая часть исследователей склоняется к мнению, что во время плейстоценовых трансгрессий уровень океана все же существенно не превышал современный. Сейчас многими исследователями отмечается огромная роль в осадконакоплении и рельефообразовании на материковой отмели гидродинамических процессов.

Представления о реликтовом характере осадков и рельефа шельфа, впервые сформулированные К. Эмери [35], разделяются Ф. Шепардом [30] и многими другими исследователями. По-видимому, не будет ошибкой утверждение, что рельеф шельфов континентальных окраин в основе своей унаследован от континентального этапа развития позднего плейстоцена. Хотя вопросы литодинамики шельфов рассматриваются ниже в соответствующих разделах работы, необходимо подчеркнуть широкое распространение на шельфах форм континентального генезиса (структурно-денудационных, эрозионных золотых и пр.) и реликтовых форм морского генезиса (затопленных рифов, подводных валов, заполненных каньонов). Последние вследствие колебания уровня океанов и новейших тектонических движений были выведены из зоны, где условия для их развития были наиболее благоприятны, и перешли в разряд реликтовых или ископаемых. Значительные различия в характере

современного осадкообразования на континентальных окраинах, и в первую очередь на шельфе объясняются А. П. Лисициным [22] климатической или гидродинамической циркумконтинентальной зональностью этих процессов. Характер накапливающихся современных осадков и их мощности определяются геологическим строением рельефа прилегающей суши. Накопление значительных по мощности толщ на шельфах континентальных окраин в общем сосредотачивается в зонах его интенсивного поступления. Главными районами являются устьевые участки крупнейших рек.

Резко различаются условия осадкообразования арктических и тропических зон. На шельфах тропических зон велика роль новообразованных биогенных осадков. В арктических широтах широко распространены затопленные формы ледникового генезиса и преобладает терригенный материал.

В последнее время устанавливаются различия в составе и скоростях осадкообразования на континентальных окраинах внутренних и окраинных морей и океанов. Для континентальных окраин морей типично накопление новообразованных биогенных и терригенных осадков; океаническим континентальным окраинам свойственны реликтовые и переотложенные реликтовые отложения.

АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Активные континентальные окраины в работе рассматриваются кратко, ввиду того что почти повсеместно их рельеф является тектоническим.

О. К. Леонтьев активные континентальные окраины рассматривает в качестве переходной зоны, включающей глубоководные желоба и островные дуги, а также внутренние и окраинные моря.

Внешняя граница этой крупной морфоструктурной области проводится по океаническому глубоководному желобу, а внутренняя приматериковая включает в себя материковое подножие.

Морфоструктурная граница переходной зоны, однако, не везде может быть проведена уверенно. На отдельных участках разные типы континентальных окраин связаны сложными взаимопереходами (Карибский регион, море Скотия и др.).

Несколько иначе определяются тектонические границы активных окраин: со стороны океана они проводятся по океаническим склонам глубоководных желобов, отделяющих их от талассогенов; со стороны континентов граница намечается по поясам глубоководных землетрясений или по крупным разломам. В приматериковой части она не везде может быть четко намечена ввиду высокой тектонической подвижности континентальной окраины, широкого развития вулканизма и высокой сейсмичности.

В целом речь идет не столько о самой континентальной окраине, сколько об обширной области, в составе которой выделяется несколько структурно-тектонических зон, край континента, окраинный океанический бассейн, а также одна или несколько дуг, разделенных впадинами.

Островные дуги образуют линейноизогнутые поднятия с различным радиусом кривизны. Протяженность их составляет 1000—2000 км. Встречаются, как прямолинейные дуги, например Тонга-Кермадек, так и резко изогнутые — архипелаг Бисмарка.

Строение переходных зон достаточно полно изучено в Юго-Восточной Азии, которая занимает межконтинентальное положение, располагаясь с одной стороны между Азией и Австралией, а с другой — между Индийским и Тихим океанами. Н. А. Беляевским [2] отмечена важная особенность региона — прямая связь градиентных зон поверхности геоида с простираниями крупных структур, что, возможно, указывает на значительную глубину заложения.

Все структурные элементы переходной зоны Юго-Восточной Азии разделяются на две группы, генетически связанные с сейсмофокальными зонами, погружающимися под континент или островную дугу и возникшими в глубоководных котловинах окраинных морей [20].

Структурные элементы сейсмофокальных зон обнаруживают зональное строение в направлении от океанов к континентам: за глубоководным желобом протягивается зона смятия или меланжа, выраженная невулканической островной дугой, либо террасой на внутреннем склоне желоба. На склоне происходит выход сейсмофокальной зоны, трассируемой по мелкофокусным землетрясениям. Далее за уступом террасы обычно располагается седиментационный прогиб, сменяемый вулканической дугой, в пределах которой глубина эпицентров составляет 100—200 км. Еще дальше, уже за вулканической дугой, располагается тыловой прогиб, в пределах которого землетрясения фиксируются на глубинах 250—700 км.

В Юго-Восточной Азии отмеченная зональность намечается в обрамлении Индийского океана. Здесь прослеживаются Зондский глубоководный желоб, невулканическая дуга Андаманских, Никобарских, Ментавайских островов и подводного Балийского хребта; зона Ментавайского прогиба; вулканическая островная дуга, сформированная на блоках континентальной коры, образованная островами Суматрой, Явой, Малыми Зондскими островами с проявлениями известково-щелочного и щелочного магматизма.

Вся система структурных элементов пересекается поперечными разломами. В обрамлении Тихого океана устанавливается аналогичная зональность при пересечении Алеутской, Курильской, Марианской систем дуг.

Глубоководные желоба располагаются вдоль фронтальных склонов островных дуг. Занимая окраинное положение в переходной зоне, желоба представляют собой пограничные морфоструктуры. Они имеют асимметричный V-образный профиль с пологим сравнительно низким внешним и крутым внутренним бортами. Внешний борт характеризуется сравнительно простым строением, хотя в нижней части наблюдаются ступени и небольшие гребни высотой до 100 м. Внутренние крутые борта желобов, образующие склоны островной дуги, значительно выше и круче внешних

бортов. Иногда к дну желоба борт подходит в виде отвесных уступов и осложняется субпараллельными гребнями и уступами, имеющими тектоническую природу. Отложения осадочного чехла желоба на внутреннем склоне бывают дислоцированы более значительно по сравнению с внешним, с образованием зон смятия и скучивания.

Островные дуги в целом, как показывает анализ геофизических данных, характеризуются спорадическим развитием «гранитного» слоя земной коры. Эта особенность позволяет рассматривать их как структуры промежуточного типа между континентами и океанами. Основные различия в глубинном строении земной коры связаны с наличием или отсутствием в составе коры «гранитного» слоя, а также мощностью и скоростной характеристикой вулканогенно-осадочных образований.

Анализ глубинного строения островных дуг позволил М. С. Маркову наметить различия в глубинном строении дуг и расположить их в определенной последовательности.

Япония и дуга Рюкю характеризуются наличием мощного «гранитного» слоя, составляющего половину общей мощности коры. Развитым «гранитным» слоем обладают Зондская дуга и Большие Антильские острова в Карибском районе. Здесь толщина «гранитного» слоя составляет более 1/3 мощности коры. Характерно, что на тех участках, где он выклинивается, резко возрастает (до 8 км) мощность вулканогенно-осадочной толщи. Земная кора Центральных Курильских островов состоит из «базальтового» слоя.

С увеличением возраста мощность коры возрастает, одновременно усложняется ее внутренняя структура. В ряде случаев эта зависимость нарушается.

Значительное утолщение «базальтового» и вулканогенного осадочного слоев под Зондским, Марианским желобами и желобом Тонга объясняется скучиванием всех слоев земной коры [20]. Это косвенно подтверждается пониженным тепловым потоком в желобах Зондском и Тонга, а в Марианском — зоной тектонического дробления. Обстановка сжатия на внутренних склонах желобов и в невулканических дугах подтверждается широким развитием подвигов, меланжа и поперечных сдвигов. Эпохи сжатия периодически сменяются эпохами растяжения. Такое чередование проявляется в пульсационном характере вулканизма.

Образование глубоководных котловин также связывается с растяжением, утонением и разрывом коры. Предполагается, что основным геодинамическим процессом в переходных зонах в современную и четвертичную эпохи был пульсационный режим растяжения и раздвига как континентальной, так и океанической коры.

Развитие островной дуги, по модели М. С. Маркова и А. И. Соловьевой, осуществляется следующим образом. Островная дуга закладывается на коре океанического типа, и ее формирование начинается с появления линейной зоны накопления вулканогенных пород, утолщения «базальтового» слоя. С этими этапами ее развития

связана смена пород однообразного базальтоидного океанического вулканизма спилит-кератофировыми сериями.

Формирование глубоководного желоба сопровождается образованием метаморфических пород глаукофанового комплекса. Одновременно происходит смещение оси желобов в сторону океана. Поднятие дуг сопровождалось причленением к ним части глубоководных желобов. При этом по мере развития дуги, становления и разрастания зон поднятий формируется плаггиогнейсовый комплекс. Молодой метаморфизм островных дуг Юго-Восточной Азии связан с кайнозойем. Плаггиогнейсовый комплекс, по-видимому, слагает сейсмический «гранитный» слой земной коры.

Образование новой континентальной коры происходило в узких зонах вулкано-плутонических поясов. Новообразованная кора Юго-Восточной Азии в кайнозойскую эпоху подверглась растяжениям, расколам и переработке.

Глава II. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВЫРАЖЕННОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Континентальные окраины являются областями накопления огромной массы осадочного материала, сносимого с прилегающей суши. В их пределах выделяются три основные геоморфологические зоны: шельф, континентальный склон и подножие, отличающиеся друг от друга по геологическому строению, геофизическим характеристикам, батиметрии, геоморфологии, а также процессом формирования рельефа и накопления осадков. Для поисков различных полезных ископаемых в настоящее время наибольший интерес представляет шельф.

ШЕЛЬФ

Шельфы, или материковые отмели, являются подводными продолжениями материков и прослеживаются на глубинах от 20 до 600 м, а в отдельных случаях до 1000 м. С внутренней стороны они ограничены береговой линией, а с внешней — континентальным склоном. В случае нескольких перегибов поверхности дна на внешнем крае шельфа за его границу принимают наиболее четко выраженный уступ.

Общая площадь шельфов составляет 27,5 млн. км², что равняется примерно пятой части площади суши. Площадь шельфов Мирового океана превышает площадь Северной Америки и лишь немного меньше площади Африки.

Современные шельфы — сравнительно молодые (позднеплейстоцен-голоценовые) образования, возникшие в результате трансгрессивного затопления прибрежных участков континентов. Трансгрессия, вызванная таянием ледников последнего вюрмского оледенения, привела к поднятию уровня Мирового океана на 100 м. Береговая линия, близкая к современной, по данным П. А. Каплина, установилась примерно 5—6 тыс. лет тому назад.

Многими исследователями отмечается разнообразие форм рельефа шельфов, лишь в редких случаях представляющих собой пологонаклонную почти нерасчлененную равнину. Средняя ширина шельфа, по данным Ф. Шепарда [30], составляет около 72 км, средняя глубина его края 130 м. Средний уклон поверхности шельфа равен 0°07' (то-есть 2 м на 1 км), причем на внутренней части шельфа он несколько больше, чем на внешней.

Советские исследователи (Г. Б. Удинцев, Д. Е. Гершанович, О. К. Леонтьев и др.) и некоторые зарубежные специалисты в

пределах шельфов по морфогенетическому признаку выделяют две части: внутреннюю (прибрежную) и внешнюю.

Внутренняя, наиболее молодая часть шельфа совпадает в основном с подводным береговым склоном. Она отличается малыми глубинами, значительными уклонами, интенсивным перемещением осадочного материала, непрерывно поступающего с суши. Наибольшее рельефообразующее значение здесь имеют волновые процессы и вдольбереговые течения, которые создают различные формы абразионного и аккумулятивного рельефа. В. В. Лонгинов проводит нижнюю границу прибрежной части шельфа на глубине, равной одной трети длины наибольших ежегодно повторяющихся волн, или примерно десяти их высотам. Ширина и глубина внутренней части шельфа определяется конкретными условиями отдельных районов.

Внешняя часть шельфа не всегда имеет четко выраженную морфологическую границу с внутренней. Она характеризуется увеличением глубин, большей расчлененностью, хорошей сохранностью реликтовых форм рельефа. Происходящие здесь гидродинамические процессы и осадконакопление определяются не только режимом течений, но и влиянием вертикального перемешивания вод в зоне материкового склона. Абразионно-аккумулятивное выравнивание в этой части шельфа проявляется в значительно меньшей степени. Со стороны открытого океана внешняя часть шельфа отделяется перегибом дна, переходящим в материковый склон. Ее ширина изменяется от десятков метров до сотен километров.

В пределах шельфов, а также и других частей континентальных окраин выделяются две большие группы процессов — гидродинамическая и гравитационная (табл. 1), взаимодействие которых приводит к формированию крупных и мелких аккумулятивных образований. Среди гидродинамических процессов выделяются прежде всего волновые, развитые на малых глубинах и представляющие собой колебательные движения придонного слоя воды. При этом возникают и кратковременные волновые течения. Ввиду трудности выделения и осадков, и слагаемых ими аккумулятивных форм рельефа, образованных волнением, логично рассматривать их как один крупный генетический тип волновых отложений и волнового рельефа. Другой тип гидрогенных процессов представлен штормовыми течениями сгонно-нагонного характера, приливными и некоторыми постоянными течениями типа контурных.

В группе гравитационных процессов переноса и отложения осадочного материала также выделяется два типа. Это потоки вещества большой плотности — от оползневых явлений до мутьевых потоков. Они образуют генетический тип подводносклоновых отложений, формирующих целый комплекс специфических аккумулятивных форм рельефа, о которых будет сказано ниже. К этой же группе относится и процесс гравитационного осаднения водной взвеси малой плотности.

Формы волновой аккумуляции (см. табл. 1) исчерпывающе изучены и описаны В. П. Зенковичем, О. К. Леонтьевым и многими

другими исследователями. Это весьма разнообразные свободные формы. Генетическое родство прибрежных форм рельефа проявляется и в их внутреннем строении, которое определяется общими особенностями рассеивания волновой энергетики на мелководье. В результате такого рассеивания в пределах мелководья всегда выделяются три элемента рельефа: надводный пляж, приурезовая часть подводного берегового склона и его внешняя часть. Надводный пляж, образуемый действием прибойного потока уже разрушенных волн, сложен отложениями группы пляжных фаций, которые представлены широким спектром конкретных литофаций в зависимости от гранулометрического состава обломков. Наиболее общие черты всех пляжевых отложений — косая слоистость пляжевого типа, а также отсутствие в них алевритовых частиц.

Приурезовая часть склона формируется под действием разрушающих волн. Для нее характерны подводные береговые валы, сложенные, как правило, песчаным (в основном мелкопесчаным) материалом, отличительной чертой которого является присутствие частиц алевритовой размерности. Косая слоистость менее характерна для этих отложений, в отличие от пляжевых.

Внешняя часть подводного берегового склона — это обычно слабо вогнутая аккумулятивная поверхность, сложенная существенно алевритовым или мелкопесчаным, как правило, неслоистым материалом, отлагающимся под действием начавших деформироваться на мелководье волн открытого моря (зона деформации волн). С морской стороны этот элемент прибрежного волнового рельефа граничит уже с неволновыми формами и отложениями собственно шельфа.

На шельфах в зависимости от условий аккумулятивный рельеф может формироваться либо гидродинамическими процессами, либо путем гравитационного осаднения взвеси малой плотности. Типично шельфовым является и аккумулятивный процесс формирования рельефа и отложений бентосными организмами.

Среди гидродинамических факторов рельефо- и осадкообразования на шельфе наиболее важными являются различные течения. Основная роль среди них принадлежит штормовым течениям, возникающим при штормовом волнении нагонного характера и вызывающим перенос надшельфовых вод в направлении господствующих ветров. Эти течения, по-видимому, имеют большое значение в осадкообразовании над открытым пространством внешнего шельфа и его краевой зоны, тогда как в прибрежной части шельфа они уступают место приливо-отливным течениям. Наибольший рельефо- и осадкообразующий эффект, по мнению Ф. А. Шербакова, дает совокупное действие двух упомянутых типов течений, и прежде всего на океанских шельфах, причем в основном штормовых средних широт. Причина этого безусловно заключается в характере длиннопериодного океанского волнения, генерирующего штормовые течения на всем пространстве океанского шельфа. В таких условиях баланс между поступлением материала (как терригенного, так и биогенного) и суммарной гидродинамической активно-

Ландшафтно-геоморфологические зоны	Основные рельефо- и осадкообразующие процессы	Генетические типы отложений	Фации	Аккумулятивные формы	
Прибрежная (волновой аккумуляции) 0 — (30—50 м)	Волнение (колебательные движения придонного слоя воды и волновые течения)	Волновые	Пляжевые косослоистые галечники подводного берегового склона (зоны подводных береговых валов и разрушения волн, зоны внешнего мелководья и деформации волн), пески и алевриты	Косы, бары, пересыпи, примкнувшие аккумулятивные морские террасы и т. п.	
30—50 м до перегиба к склону	Внутренних морей, а также приполярных и приэкваториальных зон океанов	Нефелюидные	Неслоистые и слоистопульсационные илы (терригенные алевритово-глинистые, биогенно-терригенные алевритово-глинистые, фораминиферово-кокколитолевые и др.)	Аккумулятивные равнины шельфа	
	Океанов (главным образом в зоне средних широт)	Течения (штормовые, приливные и др.)	Отложения течений	Реликтовые валунные, галечные, гравийные осадки (отмостка), грубые пески Реликтивно-переотложенные (палимпсестовые) пески и крупные алевриты, иногда косослоистые	Маломощные покровы грубозернистых осадков Штормовые и приливные гряды, песчаные волны и т. п.
3 эк. 600 Шельф от	Внутренних морей и океанов (краевая зона в области низких широт)	Жизнедеятельность бентосных организмов	Биогенно-бентосные	Раковинные: моллюсковые (ракушечники), фораминиферовые (пески) и алевриты	Ракушечные банки, скопления бентосных фораминифер
				Кораллово-водорослевые: скопления скелетов кораллов и водорослей	Коралловые рифы и постройки литотамниевых и других водорослей
Континентальный склон	Нефелюидная седиментация	Нефелюидные	Неслоистые, слоистопульсационные илы (терригенные алевритово-глинистые, биогенно-терригенные, алевритово-глинистые, биогенные фораминиферово-кокколитолевые, кремнистые и др.)	Наклонные аккумулятивные, часто холмистые равнины	
	Потоки вещества большой плотности (оползни, обвалы)	Подводносклоновые	Отложения обломочных и зерновых потоков вещества (прослой песка, алеврита и более грубого материала), оползней (брекчий)	Аккумулятивные формы днищ каньонов, олистостромы и другие оползневые формы рельефа	

Ландшафтно-геоморфологические зоны	Основные рельефо- и осадкообразующие процессы	Генетические типы отложений	Фаши	Аккумулятивные формы
Континентальное подножие	Нефелоседиментация	Нефелоидные	Неслоистые и слоистые пульсационные илы (разного состава)	Аккумулятивные, часто слабо наклонные и холмистые равнины
	Потоки вещества большой плотности	Подводносклоновые	Отложений обломочных и зерновых потоков (прослой песка, алеврита и более грубого материала), оползней	Глубоководные конусы выноса Верхняя часть конуса близ устья каньона
			Отложений обломочных и зерновых потоков вещества и мутьевых потоков (турбидиты)	
Отложений мутьевых потоков (турбидиты)			Периферическая часть конуса (распластование потоков, нивелирование валов и других форм)	

стью надшельфовых вод складывается явно не в пользу аккумуляции вновь принесенного материала. Господствуют процессы перемыва и переотложения слагающих дно рыхлых пород разного генезиса. В результате формируются осадки, которые авторы объединяют в один генетический тип отложений течений.

Отложения течений представлены на шельфах фациальными комплексами выделенных К. Эмери реликтовых (то-есть остаточных от размыва) и реликтово-переотложенных (палимпсестовых, по Д. Свифту) осадков. В соответствии со сказанным выше и как это видно на рис. 4, такие отложения пользуются сплошным распространением на огромных площадях широких океанских шельфов в полосе штормовых средних широт, где их источником являются в основном аллювиальные и ледниковые толщи плейстоцена.

Собственно реликтовые отложения образуют маломощные, залегающие непосредственно на коренном субстрате покровы (см. табл. 1). Реликтовые отложения, как правило, не образуют самостоятельных аккумулятивных форм рельефа и в основном облекают реликтовые формы плейстоценового наземного, реже прибрежно-морского рельефа. Реликтовые отложения преобладают в краевой зоне океанских шельфов, особенно средних широт, где они еще не замещаются биогенными осадками.

Вынесенный из мест размыва материал, образующий реликтово-переотложенные отложения, формирует на океанских шельфах средних широт характерные аккумулятивные формы в виде вытянутых на многие километры штормовых и приливных гряд. Эти шнуровидные залежи, простирающиеся в направлении господствующего волнения и отливного течения, хорошо изучены на шельфах Северной Европы и Америки. Они образуют ритмическую серию грядово-ложбинного рельефа с относительными превышениями от 7,5 до 30 м. В длину они могут достигать 15—60 км и отстоять друг от друга на 1,5—8 км. Ширина гряд колеблется от 1 до 4 км.

Рельфо- и осадкообразование на шельфах путем гравитационного осаждения взвеси малой плотности приобретает значение тогда, когда баланс между массой принесенного (или произведенного в бассейне) материала и суммарной гидродинамической активностью надшельфовых вод складывается в пользу аккумуляции этого материала. Формирующиеся при этом осадки логично считают отложениями самостоятельного генетического типа, которые по предложению Ф. А. Щербакова можно назвать нефелоидными (нефелоидами). Естественно, что это преимущественно тонкодисперсные осадки, объединяемые общим термином «илы», в которых обычно преобладают различные частицы пелитовой размерности, хотя для шельфовых илов наблюдается значительная примесь алевроитовых частиц. В основном преобладают терригенные алевроитово-глинистые илы шельфа, однако в соответствующих широтных зонах распространены и планктоногенные (например, фораминиферово-кокколитовые), а также различные смешанные нефелоидные осадки. На шельфах илы различного состава образуют либо

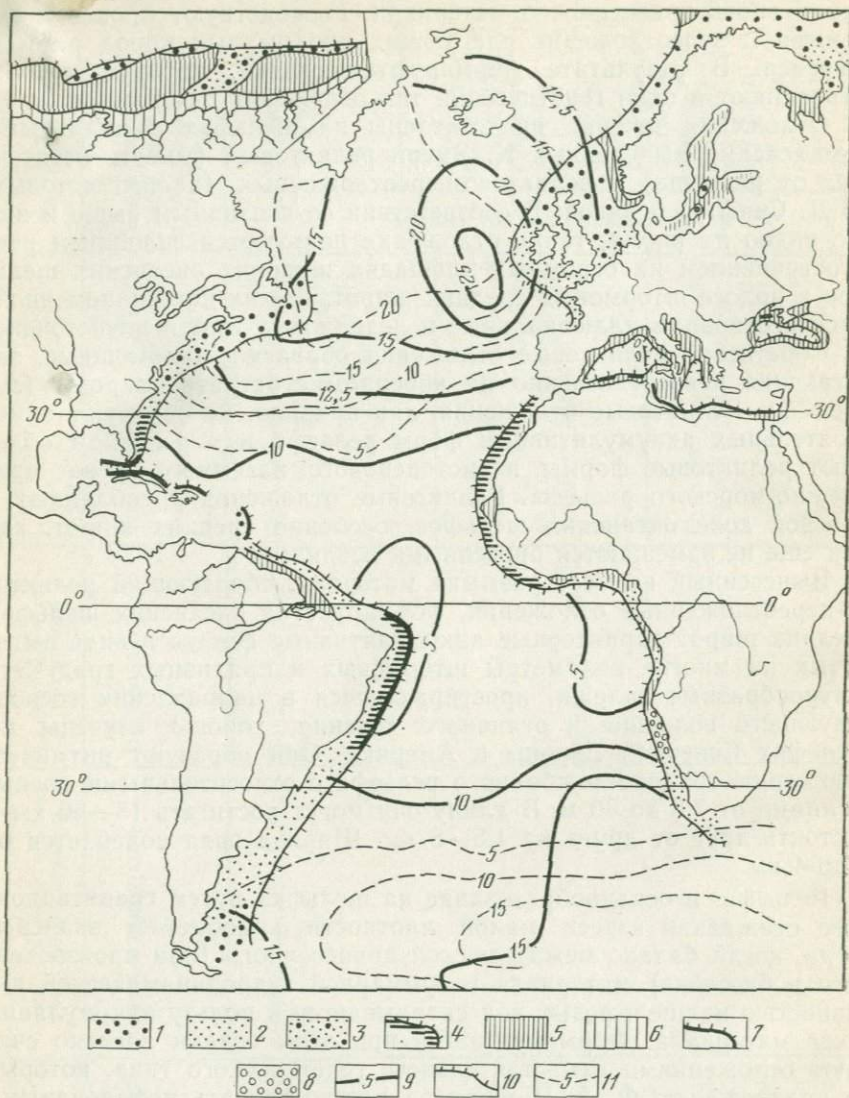


Рис. 4. Зональность процессов размыва и аккумуляции осадков на шельфе Атлантического океана и прилегающих морей. По данным А. А. Чистякова и Ф. А. Шербакова

Реликтовые и реликтово-переотложенные (палимпсестовые) отложения зон размыва и переотложения: 1 — первично ледниковые, 2 — первично флювиальные, 3 — смешанные, 4 — биогенно-карбонатные. Отложения зон аккумуляции: 5 — терригенные алевроитово-глинистые илы, 6 — прибрежные (волновые) пески, 7 — биогенные (кораллово-водорослевые и раковинные), 8 — диатомовые илы зон апвеллинга; 9 — изолинии равных максимальных высот волн в зимнее время, в метрах; 10 — край шельфа; 11 — изолинии равной повторяемости штормов силой свыше 7 баллов

сравнительно маломощные покровы, облекающие реликтовый рельеф, либо мощные толщи, которые, залегая плащеобразно на значительных пространствах, формируют обширные аккумулятивные равнины.

Благоприятные для аккумуляции нефелондных осадков условия создаются прежде всего на шельфах внутренних морей, где короткопериодное волнение при ослабленных течениях понижает суммарную гидродинамическую активность надшельфовых вод. Широкое развитие мощного покрова алевритово-глинистых илов было показано Ф. А. Щербаковым на примере Черного моря (шельфы Крыма и Кавказа). Типичные формы обложения реликтового наземного рельефа морскими осадками хорошо развиты на широком платформенном шельфе северо-западе Черного моря. Аккумуляция вновь принесенного материала идет даже на шельфе Болгарии, где в условиях действия мощного постоянного течения формируются отложения типа контуритов, слагающие гигантские аккумулятивные валы.

В отличие от внутриконтинентальных, на океанских шельфах нефелоседиментация и развитие соответствующих форм рельефа и осадков носят ограниченный и строго локальный характер. Баланс в пользу аккумуляции вновь поступающего материала складывается на океанских шельфах тропической зоны близ крупнейших рек, где велики не только объемы взвешенного выноса, но и существенно по сравнению со средними широтами понижена суммарная гидродинамическая (прежде всего штормовая) активность надшельфовых вод (см. рис. 4). Такая же ситуация складывается и в приполярных районах, где эту активность, как, например, на арктическом шельфе Аляски, снижает повышенная ледовитость в течение почти всего года. На подобных шельфах образуются локальные и пространственно ограниченные участки аккумулятивных шельфовых равнин. Это имеет место на шельфе Амазонии, западном шельфе Индостана и уже упоминавшемся шельфе Аляски.

На многих широких платформенных приполярных шельфах участками развития аккумулятивных равнин, образованных накоплением тонких нефелондных илов, являются различные некомпенсированные гляционзостазией впадины, желоба и другие отрицательные формы рельефа, дно которых находится за пределами гидродинамически активной толщи надшельфовых вод.

Типично шельфовыми аккумулятивными элементами рельефа является разнообразные биогенные образования, формируемые бентосными организмами, ненарушенные и неперемещенные скелеты которых создают отложения самостоятельного генетического типа, названного нами биогенно-бентосным (см. табл. 1). Среди них выделяются две группы фаций: кораллово-водорослевых и раковинных образований. Кораллово-водорослевые образования характерны прежде всего для островных шельфов, а на материковых шельфах они развиты в основном в краевой зоне. Раковинные отложения (банки) развиты преимущественно в средней зоне

шельфа, причем как океанского, так и внутриконтинентального (например, северо-западного шельфа Черного моря).

В результате быстрого подъема уровня Мирового океана в период послеледниковой трансгрессии под водой оказались участки с типичным рельефом суши, слабо переработанным отмеченными выше процессами. Их можно выделить как затопленные формы субаэрального рельефа. На шельфах чаще всего встречаются затопленные древние береговые линии, долины рек, различный аккумулятивно-экзарационный ледниковый рельеф, эоловые формы и т. д. Лучшая сохранность субаэральных форм рельефа характерна для внешней части шельфа.

Древние береговые линии — это узкие линейные зоны распространения береговых форм (абразионных, аккумулятивных или смешанных), которые образовались при более низких уровнях стояния океана. Обычно прослеживается не одна затопленная береговая линия, а целая их серия, образующая ступенчатые наклонные площадки, осложняющие материковые отмели.

О. К. Леонтьев отмечает наиболее четкие погруженные береговые линии на уровне — 100 м (16 тыс. лет) и 30 м (11 тыс. лет). Отклонение древних береговых линий от этих уровней, по его мнению, свидетельствует о размерах и направлении послеледниковых вертикальных тектонических движений. Погруженные береговые линии различных участков морей и океанов отмечаются многими исследователями.

Г. Б. Удинцевым в Охотском море наблюдались погруженные террасы на глубинах 235, 250 и 267 м. Хорошая сохранность террасовых ступеней объясняется высоким темпом погружения берега при слабом поступлении обломочного материала.

Подводные террасы на глубинах 10 и 20 м отмечаются в море Лаптевых, а в Баренцевом море на глубине 180—220 и 60—70 м. Погруженные террасы и древние береговые линии прослеживаются и во многих других местах.

На шельфах, прилегающих к областям недавнего материкового оледенения, встречается субаэральный ледниковый рельеф. Хорошо сохранившийся экзарационно-аккумулятивный ледниковый рельеф был обнаружен и описан в пределах отдельных участков многих морей Северного Ледовитого океана. Так, в Баренцевом море четко выражен бугристо-котловинно-западинный рельеф основных морен. В море Лаптевых экзарационно-аккумулятивный рельеф подводной периферии п-ова Таймыр характеризуется наличием островов (останцов, подводных каменистых гряд и банок), небольших замкнутых котловин и мелких ложбин. В северной части атлантического побережья США, у берегов Новой Шотландии К. Эмери выделяет участок расчлененного ледникового рельефа. Во многих бассейнах Северного Ледовитого океана дно покрыто моренными отложениями, слабо или почти не выраженными в рельефе.

В районе Балтийского щита в пределах шельфа нередко прослеживаются долинообразные желоба, являющиеся продолжением

многочисленных фиордовых заливов. Морфологически эти желоба представляют собой типичные троговые долины. Крупнейший подводный трог — желоб Св. Лаврентия — расположен в одноименном заливе атлантического побережья Северной Америки. Подводные трогои встречаются также у берегов Норвегии и Исландии.

В пределах шельфов некоторыми исследователями выделяется затопленный эоловый рельеф.

Погруженные денудационные поверхности, представленные выровненными участками шельфа, отмечены в Желтом море и других местах.

Для структурно-геоморфологического анализа наибольший интерес представляют тектонически обусловленные формы рельефа. Как и на суше, характер и степень выраженности различных структурных элементов в рельефе дна зависит от двух основных факторов: тектонической активности в новейшее время, вплоть до современной эпохи, и степени проявления нивелирующих процессов (денудационных и аккумулятивных). Размеры и конфигурация шельфов, а также общий характер рельефа в первую очередь зависят от их тектонического положения. Наиболее яркие различия прослеживаются между шельфами геосинклинальных и платформенных областей. Геосинклинальные шельфы в большинстве случаев характеризуются незначительной шириной и сильной изрезанностью бровки. В некоторых случаях материковая отмель вообще отсутствует, вместо нее прослеживается только узкая абразионная терраса, врезанная в подножие склона горной гряды. Примером такого сочленения континента и океана может служить западное побережье Южной и Северной Америки. В морфологическом отношении геосинклинальные шельфы характеризуются дробно расчлененным рельефом с крутым падением у внешнего края и глубоко врезанными подводными долинами и каньонами, а также вулканическими формами и глубоко погружившимися коралловыми постройками. Такой шельф свойствен современным геосинклинальным областям западной части Тихого океана и морям Индонезии.

Платформенные шельфы развиваются в условиях медленных колебательных движений равнинных участков материков и отличаются обычно значительной шириной. Так, например, Баренцево море имеет материковую отмель шириной до 1300 км. Бровки таких шельфов обычно располагаются на больших глубинах (500—600 м). Степень расчлененности рельефа платформенных шельфов по сравнению с геосинклинальными значительно слабее.

Для поисков нефти и газа, а также и других полезных ископаемых в первую очередь важно выделение локальных структур. Поэтому на их геоморфологической выраженности следует остановиться более подробно.

Тектонические структуры выражаются в рельефе шельфов в виде крупных подводных возвышенностей, локальных поднятий, выступов, валов, впадин, желобов, ложбин, уступов и т. д. Они могут

иметь прямое выражение в рельефе дна, обращенное или проявляться в косвенных признаках.

При изучении тектонически обусловленного рельефа мелководья внутреннего шельфа большую помощь может оказать анализ плановых очертаний береговой линии и рельефа побережья, так как часто структуры суши продолжают с берега и в пределы шельфа. В большинстве случаев к зонам поднятий тяготеют мысы и другие выступающие участки берега, где обычно преобладают процессы абразионного размыва. Синклинальные структуры нередко подчеркиваются заливами и преобладанием аккумулятивных процессов.

К положительным структурам также часто бывают приурочены мели, иногда каменные острова или полуострова. Например, меридионально ориентированный Катарский антиклинальный вал, разделяющий впадину Персидского залива на две части, выражен в рельефе полуостровом Катар. В северной части залива поднятие продолжается в виде подводной возвышенности, хорошо выделяющейся в контурах изобат. На сводах погребенных растущих антиклиналей обычно происходит некоторое погрубение донных осадков, в то время как в отрицательных структурах, выраженных в рельефе дна понижениями, как правило, преобладают более тонкие илестые отложения.

Известны случаи, когда к активно развивающимся антиклинальным складкам приурочены котловины или участки абразионного шельфа с выходами коренных пород в виде подводных гряд и скал.

Слабо развивающиеся погребенные структуры иногда могут иметь косвенные признаки. Хорошим косвенным признаком локальных поднятий, по мнению Л. Г. Никифорова, являются бары. Они возникают на участке четкого перегиба подводного берегового профиля, вызванного проявлением новейших тектонических движений. Зависимость возникновения баров и растущих положительных структур подтверждается как экспериментальными исследованиями, так и геофизическими, и геологическими данными.

Аккумулятивные формы типа баров, кос, банок, отмелей часто концентрируются по контуру периклинального замыкания складок, что может также служить косвенным признаком растущих положительных структур.

В районах проявления соляной тектоники (Средиземное и Северное моря, Мексиканский и Персидский заливы и т. д.) рельеф шельфов и иногда континентальных окраин осложнен многочисленными холмообразными локальными поднятиями и реже вытянутыми валами. В плане поднятия имеют округлые или овальные очертания с поперечником от единиц до первых десятков километров.

В Персидском заливе выявлено более 100 соляных куполов — невысоких подводных локальных возвышенностей, холмов-банок, иногда образующих острова (рис. 5). Относительные их превышения над дном залива от первых метров до 60 м. Некоторые соля-

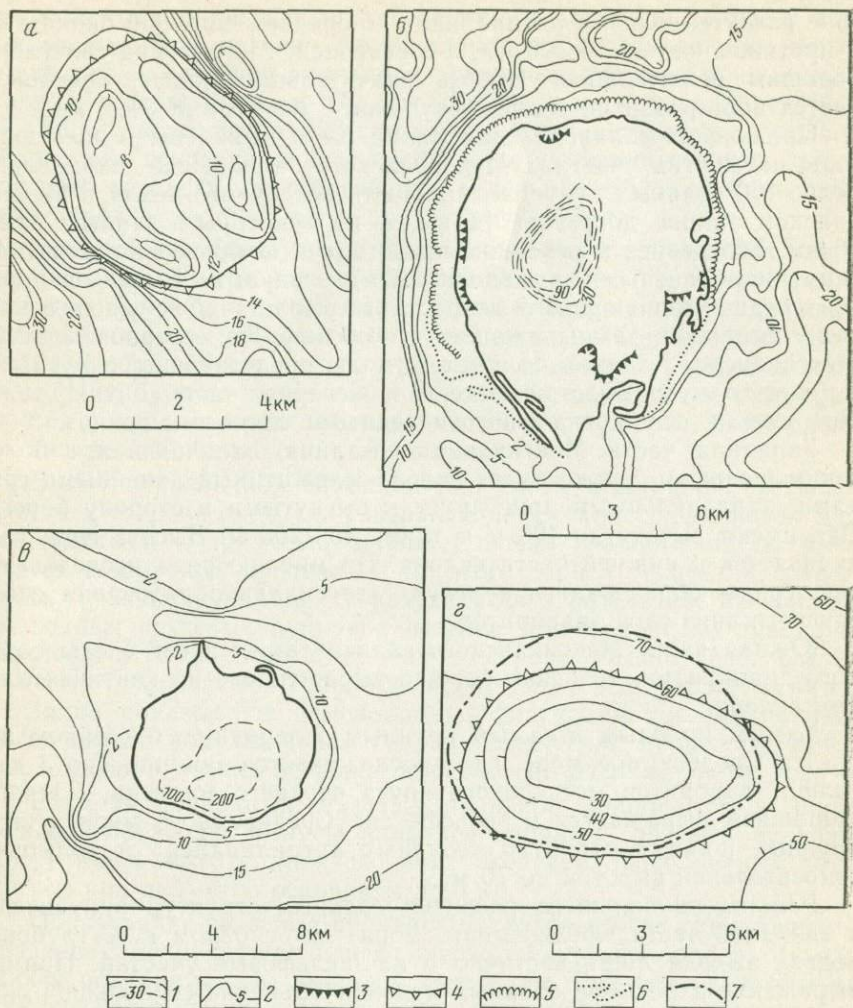


Рис. 5. Отражение в рельефе дна Персидского залива солянокупольных структур банки Палиньюрес (а), о-ва Яс (б), о-ва Ормуз (в) и локальных поднятий Восточной котловины (з)

1 — горизонтали, 2 — изобаты, 3 — обрывы высотой до 3 м, 4 — контур соляного купола, 5 — окаймляющие коралловые рифы, 6 — береговые отмели, 7 — контур нефтяного месторождения

ные купола осложнены коралловыми постройками. Длинные оси куполов обычно ориентированы беспорядочно, но иногда они вытягиваются в дугообразные цепочки. Многие купола осложнены разрывными нарушениями, выраженными в виде уступов дна.

В Северном море выделяются две зоны развития соленосных отложений цехштейна — северная и южная, отделенные друг от друга, но тяготеющие к центральной рифтовой зоне. В южной

зоне развиты соляные антиклинали со средней шириной около 8 км и протяженностью до 100 км, а в северной, где глубина залегания подошвы цехштейнового этажа значительно меньше, прослеживается поле развития соляных куполов с размерами 5×7 км.

Проявления соляного диапиризма были выявлены в последние годы на многих участках Мексиканского залива, где установлено более 160 соляных куполов. Мощность осадочного чехла в Мексиканском заливе достигает 14 км, а по некоторым данным даже 16 км. Его разрез в основном представлен позднеюрско-кайнозойскими карбонатными и эвапоритовыми осадками. Толща эвапоритов средне-позднеюрского возраста подстилает и во многих местах «протыкает» вышележащие отложения. На северном шельфе Мексиканского залива соляные купола представлены округлыми в плане холмами высотой более 40 м. Северная часть континентального склона осложнена многочисленными соляными грядами.

Западная часть Мексиканского залива, отличающаяся более узким шельфом, также имеет склон, осложненный линейными грядами, параллельными друг другу и выгнутыми в сторону берега. Они имеют высоту до 400 м и длину до 1200 м. Высота гряд увеличивается к нижней части склона. По мнению ряда исследователей, гряды образовались в результате складкообразования сползающего вниз слоя эвапоритов.

Южная часть Мексиканского залива также несет следы соляного диапиризма, особенно хорошо выраженного на континентальном склоне.

Самым молодым и самым крупным солеродным бассейном является Средиземное море, где прослеживается мощная (до 3 км) толща эвапоритов мессинского яруса верхнего миоцена. Соляной диапиризм выражается в рельефе дна Средиземного моря в виде крупных пологих структур «соляных антиклиналей» и холмов с относительной высотой до 70 м.

Районы наибольшего развития соляных структур приурочены к западной части Средиземного моря — в основном к ее глубоководью, выходя лишь частично и на шельфовые участки. Прямое выражение в рельефе соляных куполов объясняется большой скоростью их роста в четвертичном периоде.

Соляная тектоника определяет структурный план многих нефтегазоносных районов. Поэтому выделение на шельфах соляных куполов представляет большой интерес.

В ряде мест на шельфе Мирового океана отмечается развитие грязевого вулканизма, часто являющегося признаком нефтегазоносности. Грязевые вулканы известны на северной и северо-восточной частях шельфа Индийского океана (Мекранский берег, дельта Инда, северо-восточная часть Бенгальского залива — район островов Рамри и Манаун). В Атлантическом океане грязевой вулканизм отмечается в дельте р. Орриноко и палеodelьте р. Миссисипи (северная часть Мексиканского залива). Грязевулканические выбросы углеводородных газов, зафиксированные геофизическими и газометрическими наблюдениями, установлены в Охотском море

в юго-восточной части залива Терпения, в Анивском заливе и других местах. В Советском Союзе широко представлен и наиболее полно изучен грязевой вулканизм отдельных участков Каспийского моря. В восточной части Южного Каспия и на прибрежных участках обнаружено свыше 200 грязевых вулканов. Вулканы сложены обломками грязевулканической брекчии преимущественно кайнозойского возраста, но встречаются отдельные обломки и мезозойских пород.

Проявление грязевого вулканизма связано с глинистыми влагоперенасыщенными породами, испытывающими в результате тектонических прогибаний мощные давления, приводящие к проявлениям диапиризма. Кроме того обязательным компонентом механизма извержения грязевых вулканов являются углеводородные газы. При бурном выделении последних и образуются различные формы подводного рельефа — холмы, сопки, вулканы, чаще располагающиеся не единично, а группами.

Банки с различной глубиной над своей вершинной частью, а иногда и острова сложены изверженной песчанисто-глинистой массой, местами с примесью щебня. Степень вязкости массы изменяется в широких пределах и от этого зависят форма и сохранность грязевых вулканов. Образующиеся в результате извержения подводных грязевых вулканов острова имеют нередко правильно округлые в плане очертания. Такие острова обычно недолговечны и легко размываются, образуя мели. Плановые аэрофотоснимки наглядно показывают изменения конфигурации грязевулканического острова под действием гидродинамических процессов. Время существования таких островов измеряется неделями, реже годами.

Размеры подводных грязевых вулканов колеблются в значительных пределах. Конусы наиболее крупных грязевых вулканов могут иметь высоту до нескольких десятков, реже первых сотен метров при диаметре основания до 6 км.

Образование грязевых вулканов и длительное их существование связано с непрекращающейся миграцией углеводородов, находящихся под аномально высоким давлением. Грязевые вулканы являются надежными индикаторами антиклинальных структур. В большинстве случаев грязевые вулканы располагаются на сводах, крыльях и периклиналях антиклинальных складок, осложненных разломами. По разрывным нарушениям и происходит разгрузка углеводородных газов.

Таким образом, соляные купола и грязевые вулканы, благодаря своему весьма активному росту на самых последних этапах новейшего развития, как правило, имеют прямое отражение в современном рельефе дна и могут быть выделены при анализе детальных батиметрических карт. Они чаще всего отражаются в рисунке изобат в виде изолированных возвышенностей различной формы и размеров, а местами формируют банки или острова. Так как развитие грязевых вулканов и соляных куполов часто является прямым признаком нефтегазоносности недр, их выявление и картиро-

вание представляет большой интерес при проведении структурно-геоморфологических исследований.

В рельефе шельфов находят свое отражение и разрывные нарушения различных типов. В. Д. Дибнер, сопоставив данные по геоморфологии дна и геологическому строению суши, выделил систему широтно-меридиональных разрывных нарушений в пределах арктического шельфа Евразии. Активные новейшие разломы разграничивают поднятия и опущенные блоки шельфа, выражающиеся в рельефе дна в виде возвышенностей и впадин. Отдельные меридиональные уступы прослеживаются на несколько сотен километров. Иногда уступы и желоба совпадают с зонами развития землетрясений с различной глубиной очага.

Структурная обусловленность некоторых подводных каньонов, долин и уступов на многих участках дна шельфов не вызывает сомнений. Высота уступов измеряется единицами, десятками и даже сотнями метров.

С опусканиями по линии разломов Т. Менард связывает древние опущенные шельфы. Так, в бассейне Тихого океана им отмечаются различные по глубине расположения ступени шельфов. Эти древние шельфы обычно отделяются от современного шельфа, окаймляющего материка — Антарктиду, Австралию, частично Азию и Америку, крутыми участками подводного материкового склона. Последние, возможно, приурочены к линиям сбросов, по которым участки шельфов были опущены на глубины от 500 до 1000 м (например, район островов Чэтем и плато Кемпбелл, расположенные восточнее Новой Зеландии). Низко опущенные шельфы отмечаются и на других участках дна Мирового океана.

Шельф Лабрадора разделяется краевым желобом как бы на две ступени: верхнюю с глубиной около 100 м и нижнюю — 400—800 м. Подобная картина также отмечается у северо-западного побережья Северной Америки и у западного побережья Шпицбергена. Для всех этих опущенных шельфов характерны параллельные берегам глубокие желоба, которые, вероятно, также предопределены линиями разломов.

Таким образом, структурно-тектонические формы рельефа широко развиты в пределах шельфа. Тектонические структуры имеют в большинстве случаев прямое выражение в рельефе дна, и гораздо реже обращенное или полуобращенное. Интенсивное поступление обломочного материала с суши, в особенности вблизи устьев крупных рек, может выравнивать шельф и снижать степень выраженности тектонических структур в рельефе.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СКЛОН И ПОДНОЖИЕ

Континентальный склон начинается от уступа шельфа, обычно четко выраженного в рельефе, и протягивается сравнительно неширокой полосой до глубин 1500—3500 м. Уклоны склона колеблются от 1 до 20°, но в среднем составляют 4°. Ниже склон выпо-

лаживается и переходит в континентальное подножие, нередко достигающее в ширину нескольких сотен километров и имеющее значительное распространение в Мировом океане (рис. 6). Уклоны склона более 10° , как правило, связаны с крупными разрывными нарушениями или рифовыми постройками. Континентальный склон и подножие характеризуются аккумулятивным рельефом и слагаются в основном различными терригенными илами с небольшой примесью песков. Прослеживаются и типичные пелагические осадки. Обильному поступлению терригенного материала на континентальный склон способствует то, что у бровки шельфа под воздействием различных факторов формируются сильные придонные течения, перемещающие большое количество осадков с шельфа на большие глубины.

На глубинах более 50 м волнение и поверхностные течения перестают воздействовать на донные осадки, которые на континентальном склоне могут перемещаться уже совершенно иными, главным образом гравитационными процессами. Подводное гравитационное перемещение обломочного материала (см. табл. 1) весьма существенно отличается от наземного, и в нем могут быть выделены три главных типа [42]. К первому типу относятся различного рода оползни, а также обвалы, камнепады и лавины, в которых происходит механическое перемещение крупных обломков или обломков различных размеров под воздействием силы тяжести без скольков-нибудь существенного нарушения их внутренней структуры. Перемещение твердых частиц в обвалах, камнепадах и лавинах происходит при упругом взаимодействии их между собой и с поверхностью склона, по которому они движутся. В оползнях перемещение материала осуществляется в виде пластического сдвига больших масс связанных между собой частиц как единого целого по отдельным поверхностям скольжения. Для возникновения обвальных отложений необходимы достаточно крутые склоны, и поэтому они имеют наиболее широкое распространение на активных континентальных окраинах с резко контрастными новейшими тектоническими движениями. Подводные обвальные отложения характеризуются плохой сортированностью, хаотическим расположением обломков и глыб, обычно угловатых или полуокатанных. Они содержат очень мало заполняющего вещества, и обломки, как правило, соприкасаются друг с другом. Никакой слоистости, в том числе и градационной не прослеживается. На крутых склонах скорости перемещения обломков в подводных каменных лавинах достигают 50—100 м/с.

Возникновение и развитие подводных оползней, в отличие от обвалов, происходит и на достаточно пологих склонах, которые приобретают волнистый или холмисто-западинный рельеф. Оползневые отложения характеризуются четкой слоистостью, которая часто нарушается в основании слоя или его верхней части, где происходят значительные деформации с формированием мелких складок и разрывов. Оползневые и обвальные скопления образуют специфические осадочные тела — олистостромы.

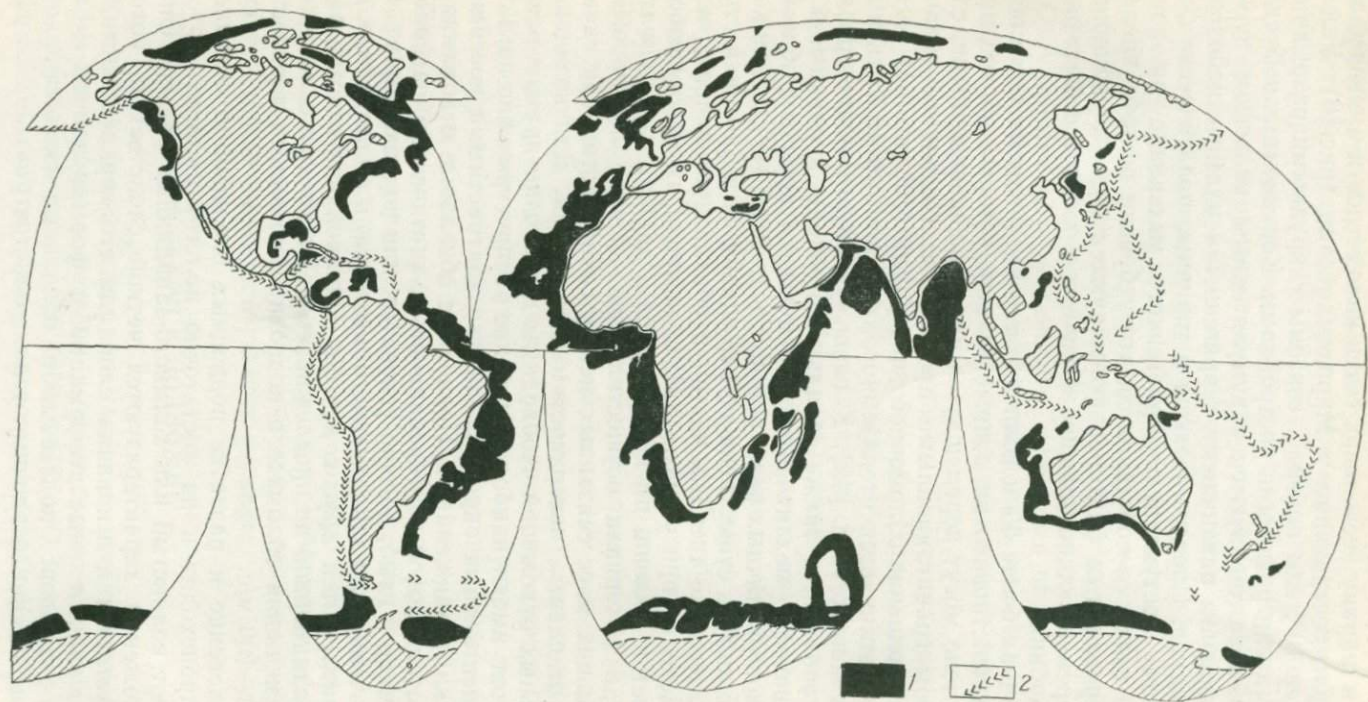


Рис. 6. Континентальные подножья (1) и глубоководные желоба (2) Мирового океана. По К. Эмери [35]

Ко второму типу подводного гравитационного перемещения относятся пластические потоки осадочного материала, которые возникают тогда, когда сдвиговые напряжения распространяются по всей перемещающейся массе породы. Характер движения преимущественно ламинарный, хотя предполагается также и турбулентность. Среди них выделяются потоки обломков, потоки зерен и грязевые потоки, отложения которых существенно отличаются друг от друга. В обломочных потоках обломки перемещаются за счет выталкивающей силы заполняющего вещества, чаще всего имеющего глинистый состав. Они обладают значительной транспортирующей способностью и могут переносить большой объем обломочного материала на значительные расстояния по относительно пологому склону. Отложения обломочных потоков характеризуются большим содержанием заполняющего вещества и слабо выраженными текстурными особенностями. В случае образования текстур оси образующих их частиц ориентированы параллельно потоку или беспорядочно, а иногда наблюдается и черепитчатое залегание с наклоном частиц вверх или вниз по течению. Слои обычно массивные, неслоистые, но в базальной части с обратной градиционной слоистостью и черепитчатым залеганием, образующимися в результате срезания. Гранулометрическая характеристика отложений обломочных потоков варьирует от глин с редко рассеянными крупными обломками (до 0,5 м и более) до галечных отложений с тонкозернистым, преимущественно глинисто-алевритистым заполняющим веществом.

В зерновых потоках перемещение происходит за счет дисперсионного давления, образующегося при взаимодействии между отдельными зернами или частицами. Для них характерен ламинарный или слаботурбулентный режим. Зерновые или песчаные потоки образуются на склонах при углах естественного откоса или близких к ним. На склонах с меньшими углами естественного откоса зерновой поток разрушается и затухает, а при больших уклонах скорость потока увеличивается, он расширяется и начинает контролироваться силами, действующими в жидкости. Экспериментальными исследованиями и теоретическими расчетами было доказано, что только при экстремальных скоростях течения (более 800 см/с) мощность зерновых потоков может превышать 30 см. В обычных условиях при скорости менее 100 см/с потоки грубозернистых гравийных песков будут иметь мощность менее 4 см, крупнозернистого песка — менее 2,5 см и среднезернистого песка — менее 1,5 см. Следовательно, отдельные мощные слои однородных массивных песков в разрезах глубоководных осадков не могут быть объяснены как отложения отдельных зерновых потоков. Также пока не выяснено, могут ли они представлять собой сложную пачку, состоящую из наложенных друг на друга отложений многочисленных неоднократно повторяющихся потоков. В настоящее время к отложениям зерновых потоков достаточно уверенно можно относить только прослой неслоистых глубоководных песков с мощностью не более 5 см.

В грязевых потоках происходит преимущественно ламинарное движение пластичных глин, возникающее даже при небольших уклонах склона.

Третий тип гравитационного перемещения возникает после насыщения осадка водой, когда он ведет себя уже не как твердое тело, а как вязкая жидкость. На подводном склоне образуется поток разжиженных осадков, в котором обломки поддерживаются вертикальной составляющей течения жидкости, заполняющей пространство между отдельными, несоприкасающимися частицами. Ламинарные потоки разжиженных осадков теоретически являются активными агентами переноса только для потоков в несколько сантиметров мощности и для осадков с размерами частиц менее 1 мм. Потоки разжиженных осадков накапливаются быстро, часто со срезанием и последующим переотложением. Их отложения характеризуются блюдцеобразными и колонкообразными текстурами, образующимися в результате перемещения тонких глинистых частиц поровыми водами, когда они отжимаются при отвердевании осадка. Текстуры выжимания жидкости могут также образовываться вследствие внезапной нагрузки.

Перемещение взвешенных глинисто-песчаных наносов на значительное расстояние может также осуществляться турбидитными течениями, в которых частицы поддерживаются во взвешенном состоянии. В развитии представлений о турбидитных потоках и их отложениях огромная роль принадлежит П. Кюнелю, впервые экспериментально воспроизведшему их в лабораторных условиях. Ученик П. Кюнелю А. Бума, обобщив огромный материал по разрезам флиша, составил модель типичного турбидита, состоящего из пяти подразделений. Эта схема стала широко использоваться геологами, хотя далеко не всегда в природных разрезах присутствуют все ее подразделения. Очень часто выпадают либо верхние, либо нижние, но общий порядок смены неизбежно сохраняется. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что такой сложно построенный пласт или ритм образуется одним потоком. Формирование различных подразделений пласта объясняется по-разному: пульсационным характером потока, замедлением скорости течения, а также последующей переработкой верхних осадков, отложенных турбидитным потоком.

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

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

Обрушение или оползание склона, вызывающее формирование гравитационных потоков может произойти вследствие следующих основных причин: 1) землетрясений; 2) тектонического или эрозийного увеличения крутизны склона; 3) перегрузки осадков на склоне с последующим увеличением порового давления; 4) роста соляных или глиняных диапиров; 5) волнения или приливов; 6) вытекания грунтовых вод; 7) выхода газа; 8) деятельности придонных организмов.

На континентальном склоне можно выделить участки с глубоко врезанными подводными каньонами, в устьях которых формируются глубоководные конусы выноса и относительно слабо расчлененные участки без существенных подводных долин. Степень расчлененности склона отражается на его развитии и характере осадконакопления. На континентальных склонах без каньонов шельф является линейным источником поступления наносов, которые затем транспортируются вниз по склону обвально-оползневыми процессами, гравитационными потоками осадочного материала и турбидитными течениями. Для того чтобы процессы перемещения протекали достаточно активно, уклон склона, по мнению Р. Паркера, должен быть не менее 3° . На континентальных склонах турбидитные течения отлагают относительно малую по объему массу осадков по сравнению с типичными склоновыми отложениями, отложениями оползней и пластичных гравитационных потоков. Масштабы распространения активной деятельности потоков разжиженных осадков и зернистых потоков не выявлены с достаточной достоверностью, но тем не менее не должны быть большими. У подножия слабо расчлененного склона формируется осадочная призма, размеры и мощность которой зависят от количества и состава поступающих наносов. На самом склоне возможны небольшие выполнения подводных русел. Так как континентальные склоны по сравнению с врезанными в шельф каньонами значительно удалены от береговых источников сноса, на них в среднем отлагаются более тонкие осадки, за исключением периодов резкого понижения уровня моря.

По каньонам выносятся огромное количество грубых и тонких наносов, и они являются точечными источниками, осадочного материала для формирующихся в их устьях крупных аккумулятивных тел глубоководных конусов, резко отличающихся по своему строению и рельефу от осадочных призм у подножия слабо расчлененных континентальных склонов [42]. Каньоны и глубоководные конусы — важные структурно-геоморфологические элементы континентальных окраин, весьма интересные для поисков нефти и газа. Поэтому они подробно разбираются в специальных разделах.

На континентальном подножии процессы гравитационного перемещения обломочного материала по сравнению со склоном значительно ослабевают. Подножие представляет собой аккумулятивную

слабо наклонную, местами мелковолнистую равнину, располагающуюся на глубинах от 2 до 4 (реже 5) тыс. м, и часто состоящую из слившихся между собой глубоководных конусов выноса. Если верхняя граница подножия с континентальным склоном выделяется достаточно четко, то нижняя граница с абиссальными равнинами обычно отличается только весьма слабым перегибом продольного профиля. Для континентального подножия характерны также гигантские аккумулятивные формы, образовавшиеся под воздействием постоянных донных (контурных) течений, обусловленных разной плотностью теплых и холодных вод. Выхолаживание океанских вод происходит главным образом на антарктическом шельфе, откуда в виде придонных течений они проникают далеко на север. В Атлантическом океане холодные арктические воды поступают также из Норвежско-Гренландского бассейна. Они образуют вдоль восточной континентальной окраины Северной Америки Западное Пограничное течение с придонными скоростями 10—30 см/с, достаточными для переноса алевритов и мелких песков. О. К. Леонтьев относит к таким формам Ньюфаундлендский хребет — очень крупное аккумулятивное образование типа косы. Оно протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 5000 км при ширине до 250 км и относительной высоте 1—1,5 км. Гигантской подводной пересяпью, имеющей длину более 800 км, ширину около 300 км и относительную высоту до 3,5 км, является хребет Блейк-Багама. Не тектоническое, а аккумулятивное происхождение этих выдающихся положительных форм рельефа материкового подножия было подтверждено детальными сейсмоакустическими исследованиями.

В рельефе дна континентального склона и подножия достаточно четко отражаются соляные купола, разрывные нарушения, а также отдельные глыбовые поднятия. Подводные возвышенности, обусловленные соляной тектоникой, обнаружены в Мексиканском заливе и других местах. Крупные продольные разломы придают континентальному склону ступенчатый вид, что, например, весьма характерно для Черного моря. Поперечным разломам в рельефе часто соответствуют подводные каньоны и глубокие ложбины [46].

ТИПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В РЕЛЬЕФЕ

По характеру выраженности в рельефе дна на континентальных окраинах достаточно условно можно выделить пять основных типов разрывных нарушений. Условность такого выделения заключается в том, что не всегда можно провести четкие различия между близкими типами разломов. Тем не менее авторы выделяют следующие типы: 1) периокеанические [29] глубинные разломы, обычно отделяющие материки от океанов; 2) планетарные линейменты, или «сверхсквозные» [29] глубинные разломы, часто переходящие с океана на материк; 3) разломы, ограничивающие островные дуги; 4) разломы, ооконтуривающие глыбовые или сводово-глыбовые поднятия; 5) все прочие более мелкие разломы, связан-

ные с подводными каньонами, подводными руслами рек, спрямленными участками древних и современных береговых линий и т. п., в основном характерные для шельфа.

Если первый и пятый типы разрывных нарушений прослеживаются только в пределах континентальных окраин, то второй, третий и четвертый в значительной своей части протягиваются и в глубоководные котловины.

Первые три типа разломов относятся к категории глубинных разломов, характеризующихся большой протяженностью, значительной глубиной заложения и длительностью развития.

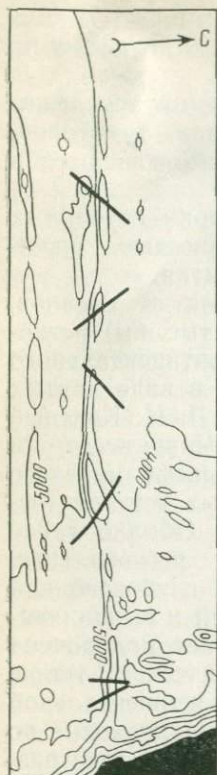
Периокеанические разломы, отделяющие материк от океанов, представляют собой обширные протяженные (до 3 тыс. км) региональные разломы, расположенные в пределах континентального склона. Обычно они морфологически выражаются в виде крутых уступов (крутизна склонов свыше 20° , реже 30°). Л. И. Красный называет такие уступы океанскими линеаменами. Чаще всего они имеют ступенчатое строение, прослеживаясь в рельефе морского дна серией кулисообразно расположенных линейных уступов (эскарпов) с перепадами глубин иногда до 1500 м. Обычно такие уступы являются морфологическим отражением региональных сбросов, ступенчато погружающихся в сторону глубоководной части, по которым происходит сокращение мощности и выклинивание гранитного слоя. Реже к этим сбросам бывает приурочена граница между корой континентального и океанического типов, как это имеет место, например, в пределах континентальной окраины Юго-Восточной Африки, где такая граница проходит по Агульясской зоне разломов. Эта обширная региональная зона разломов, протянувшаяся более чем на 1200 км, фактически фиксирует границу сбросового погружения юго-восточной части Африканского континента. Все, что расположено к югу и юго-востоку от нее, сложено корой океанического типа.

Аналогичные периокеанические разломы зафиксированы в пределах континентальных окраин Восточной Африки, Южной Азии и Шри-Ланка — в Индийском океане, Западной Африки — в Атлантическом океане, Северной Америки и Юго-Восточной Австралии — в Тихом океане.

Несколько иной характер носят периокеанические разломы, установленные у западного побережья Южной и Центральной Америки. Здесь зона сочленения континентальной и океанической коры проходит по протяженным океаническим желобам: Перуанско-Чилийскому и Центрально-Американскому. Чаще всего склоны желобов, обращенные к континенту, еще характеризуются корой континентального типа, а в их центральных частях уже зафиксирована океаническая кора.

Разломы, близкие к вышеописанным, прослеживаются и в шельфовых районах гляциальных областей Атлантического океана — вдоль побережий Ньюфаундленда, Лабрадора, Гренландии, Скандинавии. Эти разломы, выраженные в виде краевых желобов, отделенных от прибрежной части шельфа крутыми уступами, по-ви-

Рис. 7. Рельеф дна в зоне разломов Мендосино. По Г. Б. Удинцеву [28]



димому, сформировались во время неотектонического воздымания прибрежных частей суши в неогене, а затем, по мнению В. М. Литвина, Г. Г. Матишова и ряда других советских и зарубежных исследователей, были обновлены гляциоизостатическими движениями в плейстоцене.

Планетарные линеаменты, или «сверхсквозные» глубинные разломы. К этой категории разломов, протягивающихся и через континентальную окраину, относятся крупнейшие по протяженности разломы Тихого, Атлантического и предположительно Северного Ледовитого океанов. Прежде всего необходимо назвать зоны разломов Мендосино, Пионер, Меррей, Кларин и Клиппертон. Все они относительно прямолинейны и в рельефе дна выражаются региональными сбросовыми уступами, участками интенсивного раздробления поверхности дна и сериями узких глубоких желобов, ограниченных асимметричными хребтами, иногда увенчанными вулканическими постройками. Последние встречаются в виде вулканических островов (острова Кларин и Клиппертон вдоль одноименных разломов, Ревилья-Хихедо вдоль разлома Кларин и др.).

Большинство разломов отчетливо отражается в магнитном поле: по ним происходит смещение характерных полосовых аномалий, причем это смещение указывает на сдвиги с амплитудой, достигающей для разлома Мендосино 1160 км. Выделяются они и по гравитационным аномалиям [29].

Впечатляют размеры этих крупнейших «сверхсквозных» разломов. Так, разлом Мендосино [3], имеет длину около 5000 км при ширине до 150 км (рис. 7), а разлом Меррей — 5400 км при ширине 55—75 км и предполагаемом смещении по горизонтали до 650 км. Протяженность зоны разлома Кларин до 4500 км при ширине 180 км. Клиппертонская зона разломов по тем же данным является самой протяженной и достигает 7000 км.

По данным Т. У. Менарда, зоны разломов Мендосино, Меррей и Кларин, а также предположительно Пионер и Клиппертон продолжают на суше и на континентальном склоне.

В. В. Белоусов [1] отметил, что на восточном продолжении разлома Мендосино Кордильеры пересекаются широтной зоной развития плиоценовых лав плато Малер и бассейна р. Снейк, тогда как к северу и к югу от нее преобладают эффузивы миоценового и эоценового возраста. Сама зона Мендосино имеет достаточно

сложное строение, и рельеф значительно меняется в различных ее частях. Она протягивается от одноименного мыса на побережье США почти до северного окончания Гавайского архипелага. В пределах континентальной окраины зона Мендосино выражена обращенным к югу крутым (местами свыше 25°) уступом, прослеживаемым непрерывно вплоть до глубоководной котловины. Этот уступ средней высотой около 1500 м ограничивает с севера горстообразный хребет. Местами (вплоть до 127° з. д.) появляется второй уступ, параллельный первому. Далее этот уступ продолжается обращенным уже к северу уступом Горда протяженностью 135 км (из них 27 км на суше) [28].

Также изменяется морфология дна и вдоль других разломов. Зона разлома Меррей представляет собой систему асимметричных хребтов, разделенных грабенообразным желобом. На ее континентальном продолжении находится Поперечный хребет Южной Калифорнии, в осевой части которого выделяется грабен, выполненный миоценовыми и плиоценовыми отложениями. Предполагается, что Поперечный хребет является прямым продолжением зоны Меррей.

Точно также разлом Клариион имеет явное продолжение в Мексике, выраженное в виде крупного тектонического нарушения, разделяющего поле развития молодых эффузивов на севере и выходы метаморфических пород на юге. Вдоль него протягивается цепочка позднекайнозойских вулканов, часть которых активна до настоящего времени. По данным В. Е. Хаина, разлом Клариион пересекает Мексику, а затем протягивается в северную часть Карибского моря и прослеживается к югу от Больших Антильских островов.

Аналогичная зона «сквозных разломов» протягивается и в Атлантическом океане. Это зона Западно- и Восточно-Азорских разломов, прослеженная от подводных гор Келвин (от которых, в свою очередь, намечаются тектонические связи на Северо-Американский континент в районе Нью-Йорка) до Гибралтара на востоке, т. е. через весь Атлантический океан почти на 4000 км.

В рельефе континентальной окраины эта зона представлена кулисообразно прерывающимися уступами и хребтами с цепями вулканов. Д. Краузе указывает, что пояс землетрясений, протягивающийся в восточном направлении в Средиземное море и далее, свидетельствует о том, что зона разломов продолжается далеко на восток.

Еще один планетарный линеамент, прослеживающийся из Северного Ледовитого в Тихий океан [29] — гигантский «сквозной разлом» протягивается примерно вдоль 140° в. д. К нему приурочены подводный хребет Ломоносова и Новосибирские острова в Северном Ледовитом океане, а в пределах суши — западное ограничение Верхоянского мегантиклинория, древний Охотский массив, складчатые сооружения Сахалина, о-в Хоккайдо, северная часть о-ва Хонсю и, наконец, Идзу-Бонинская островная дуга Тихого океана. Безусловно, не на всем протяжении он ярко выражен в рельефе, но тем не менее его выделение достаточно обосновано.

Разломы, ограничивающие цепи вулканических островов или океанических дуг, широко распространены в западной и юго-западной частях Тихого океана, отмечены также в юго-восточной части Индийского океана, в средней и юго-западной частях Атлантического океана.

В Индийском океане этот тип разломов хорошо выражен в пределах Чагос-Мальдивско-Лаккадивского хребта, который с обеих сторон ограничен крутыми уступами с перепадами глубин до 3500 м. В юго-восточной части он окаймляется небольшим желобом Чагос с максимальной глубиной 5408 м. В пределах континентальной окраины уступы хорошо прослеживаются в северной части хребта.

Хребет разделяется серией поперечных разломов на ряд крупных блоков. Отчетливое глыбово-блоковое строение выражено на Чагос-Мальдивско-Лаккадивском хребте. Сходное строение имеет и зона разломов Маврикий, окаймляющая юго-восточную часть Маскаренского хребта и протянувшаяся в юго-западном направлении почти на 1200 км. Морфологически она выражена сильно расчлененным дном с глубокими желобами и узкими гребнями. Около о-ва Маврикий расположен одноименный желоб глубиной до 5300 м, а южнее о-ва Реюньон максимальные глубины в желобах достигают 5815 м.

В Атлантическом океане примерами такого типа разломов, по М. В. Литвину, являются: система Восточно-Азорских разломов, проходящих вдоль Азорско-Гибралтарского порога и вдоль цепей подводных гор Жозефин, Горриндж, Ампер и других; подводное продолжение Камерунского разлома, проходящее через вулканические острова Фернандо-По, Принсипи, Сан-Томе, Аннобон, через цепь подводных гор в Ангольской котловине вплоть до о-ва Св. Елены; серия широтных разломов вдоль цепей подводных гор и вулканических островов Фернанду-ди-Норонья, Гринидади и Мартин-Вас к востоку от побережья Бразилии и ряд других разломов.

Разломы, ограничивающие океанические дуги, обычно четко выражены в рельефе дна в виде глубоководных желобов, широко представленных в западной части Тихого океана. С севера на юг это: Алеутский, Курило-Камчатский, Японский, Идзу-Бонинский желоба, желоб Волкано, Марианский желоб, образующие как бы сплошную внешнюю дугу желобов. В юго-западной части Тихого океана расположены желоба Соломоновых островов и Фиджи, Тонга и Кермадек. В северной части Тихого океана желоба Нансей, Филиппинский и Ново-Гвинейский образуют своеобразную внутреннюю дугу.

В Индийском океане к этой категории разломов относится Зондский желоб, а в Атлантическом океане — Южно-Сандвичев желоб и желоб Пуэрто-Рико.

В зонах островных дуг (Антильской и Южно-Антильской) и Атлантическом океане четко прослеживаются продольные разломы, ограничивающие структуры дуг и выраженные либо в виде глубо-

ких желобов, либо в виде крутых ступенчатых уступов. Сами дуги расчленены сериями косопоперечных разломов на ряд блоков, что хорошо видно в подводном рельефе.

Глубоководные желоба северной части Тихого океана — это трогообразные депрессии, параллельные континентальным окраинам и лежащие у их подножия. Каждый глубоководный желоб имеет крутые ступенчатые склоны, крутизна которых нарастает по мере приближения к дну желоба. Чаще всего склоны, обращенные в сторону глубоководной части, подстилаются базальтовым фундаментом (океанической корой), в то время как противоположные склоны сложены деформированными осадочными слоями и являются одновременно основанием ближайшей континентальной или островодужной окраины.

Тихоокеанские желоба отличаются от остальных своими глубинами, колеблющимися от 8000 до 10 000 м (Для сравнения — максимальная глубина Зондского желоба 7209 м, не говоря о вышеуказанных желобах — Восточно-Индийском — 6335 м и Чагос — 5408 м. Правда, желоба Атлантического океана — Южно-Сандвичев и Пуэрто-Рико также отличаются большими глубинами: 8264 м и 8742 м соответственно).

В северной части Тихого океана наиболее ярко представлены Алеутский и Курило-Камчатский желоба. Алеутский желоб протяженностью примерно 4000 км представляет собой четко выраженную, глубокую изогнутую депрессию, которая ограничивает северную периферию тихоокеанского бассейна. На западной оконечности Алеутский желоб резко поворачивает на юго-запад и переходит в Курило-Камчатский желоб, протягивающийся на 2000 км. У побережья о-ва Хоккайдо он соединяется с Японским желобом. Большая часть глубоководных желобов, окаймляющих Тихий океан на протяжении 30 тыс. км, практически лишена сколько-нибудь значительного осадочного покрова. Исключение составляют северо тихоокеанские глубоководные желоба, как правило, заполненные большим количеством осадков, мощностью до 3000 м.

Склоны желоба Пуэрто-Рико состоят из трех основных частей: верхней (до глубины 3000 м), представленной пологой наклонной равниной; средней, выраженной крутым уступом (с углами наклона свыше 20°); и нижней — зоны сложно расчлененного холмистого рельефа его подножия. На обоих склонах желоба Пуэрто-Рико кулисообразно расположены сбросы, выраженные в виде крупных выступов дна.

Южно-Сандвичев желоб также имеет крутые кулисообразно расположенные выступы (уступы) на склонах и с севера и юга ограничен широтными зонами разломов. Всем глубоководным желобам свойственны значительные отрицательные аномалии силы тяжести до 2 мм/с.

Д. Сили, П. Вейл и Д. Уолтон на основании анализа результатов магнитных съемок, изучения землетрясений и глубинных сейсмических исследований (МОВ) в сочетании с данными глубоководного бурения по программе «ДЖОИДЕС», драгирования и

отбора колонок утверждают, что надвиги и складки являются главными структурами на внутренних склонах глубоководных желобов. Внутренний склон глубоководного желоба представляет собой одну из основных структур океанической или преддуговой стороны вулканических дуг. К числу других структур относятся преддуговой бассейн, внешний вал или перегиб склона глубоководного желоба, образующий либо внешнюю дугу (или структурный выступ), обычно на краю шельфа, либо террасу на континентальном склоне (наружный, или океанический, склон желоба). Местами наружный склон глубоководного желоба отделен от абиссальной равнины невысоким подводным хребтом. Д. Сили, П. Вейль и Д. Уолтон считают, что внутренний склон любого глубоководного желоба подстилается надвигами, складками и иногда структурами сжатия, возникшими при поддвиге океанической плиты.

В последние годы ряд исследователей пришел к выводу, что уменьшение глубины желобов и соответственно крутизны их склонов связано с заполнением их осадками. Отсюда, чем больше глубина желоба, чем круче его склоны, тем меньше в нем осадков и тем моложе этот желоб. По-видимому, большая часть тихоокеанских глубоководных желобов моложе атлантических, а те, в свою очередь, моложе индоокеанских желобов.

Общепринятой точки зрения на происхождение глубоководных желобов нет. Одни исследователи считают, что они образуются за счет растяжения земной коры, другие рассматривают их как результат надвига или поддвига, третьи считают их сбросовыми grabenами.

Разломы, оконтуривающие глыбовые или сводово-глыбовые поднятия, выраженные в рельефе в виде подводных хребтов или плато, имеют очень широкое распространение в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах. Как правило, в рельефе они выражаются серией ступенчатых уступов с перепадами глубин от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

В Индийском океане такой тип рельефа встречается в пределах Коморских островов, Кокосового вала, Западно-Австралийского хребта, Маскаренского и Амиранского хребтов и т. д.

В Атлантическом океане примером данного типа рельефа является Китовый хребет, поднятия Сьерра-Леоне и Рио-Гранде. В Тихом океане — хребты Кокосовый и Наска в его юго-восточной части, между Восточно-Тихоокеанским хребтом и Южной Америкой; в Северном Ледовитом океане — хребет Менделеева. Вершинные части глыбовых поднятий относительно плоские, склоны нередко асимметричные. Поверхность Мохоровичича под глыбовыми хребтами прогнута до 20 км с увеличением мощности как базальтового (до 10 км) так и второго океанического слоев (до 5 км).

В целом для линейно-вытянутых структур (глыбовые хребты и островные дуги) характерны разломы преимущественно продольного и поперечного простираний, в основном совпадающие с общепланетарной системой разломов широтного, меридионального и диагонального простираний.

Краевые разломы в большинстве своем имеют северо-восточное или северо-западное простирания, согласуясь с диагональной сеткой разломов, характерной для материков.

Помимо глыбово-блоковых и складчатых структур, сопровождающихся серией протяженных глубинных разломов, новейшие активные разрывные нарушения находят отражение в современном рельефе шельфов, на что уже указывалось в начале главы. Разломы определяют обычно общий облик шельфа, его ширину, четкость перегиба края шельфа, а также выраженность континентального склона, его крутизну и т. д. С разрывными нарушениями связаны характер рельефа шельфов, ступенчатость или ярусность поверхности, структурные уступы, спрямленные участки береговых линий, линейных элементов орогидрографии, каньонов и края шельфа. Разломы часто сопровождают поднятия на шельфах — изолированные антиклинали, брахиантиклинали, соляные купола. Расположение районов и центров новейшего вулканизма контролируется разрывами. О современной жизни некоторых крупных разломов свидетельствует их сейсмическая активность. В ориентировке новейших структурных элементов и разрывных нарушений некоторых шельфов заметно сочетание простираний, свойственных мезозойским или более древним складчатым структурам, и простираний, характерных для новейшего тектонического этапа. Система поперечных и продольных желобов так называемых гляциальных шельфов предопределена, вероятно, расположением таких разновозрастных разрывных нарушений.

Многочисленные формы проявления разрывных нарушений в пределах шельфов рассматриваются ниже в главе, посвященной методике структурно-геоморфологических исследований континентальных окраин.

При структурно-геоморфологическом анализе континентальных окраин следует четко различать способы получения информации об их геологическом и геоморфологическом строении, методы и приемы выявления новейших структурных форм. Резкое различие в доступности объектов изучения на суше и в пределах континентальных окраин обусловило и разные способы их познания. Наличие водной оболочки, плохая освещенность дна, волнение, наконец, ограниченные возможности человеческого организма и существующих технических средств при погружении на дно привели к необходимости разработки комплекса аппаратов и приборов для его геолого-геоморфологического изучения.

ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА ПОДВОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При исследованиях рельефа шельфа применяются многие виды лотов и эхолотов, но наиболее эффективными следует считать эхолоты-самописцы с непрерывной регистрацией глубин, в том числе выпускаемые отечественной промышленностью (НЭЛ, ПЭЛ и др.). Промерные работы с помощью эхолотов-самописцев могут осуществляться и с небольших судов, способных передвигаться по мелководью. Галсы для промеров выбираются по заранее намеченным профилям как вдоль, так и вкрест крупных форм рельефа, отмеченных на гидрографических картах. Густота галсов зависит от масштаба исследований и может быть выбрана произвольно.

Обработка полученных эхограмм обычно производится по методике, разработанной в Институте океанологии АН СССР Г. Б. Удинцевым, И. М. Белоусовым, Н. М. Козловым и А. Д. Ямпольским и принятой на вооружение в большинстве океанологических организаций.

При сборе осадочного материала используются разные системы драг (главным образом на скальных породах), дночерпатели (наиболее часто применяется «Океан-50» конструкции А. П. Лисицына и Г. Б. Удинцева), грунтовые трубки. Особенно эффективна при исследовании шельфов, сложенных преимущественно песчаными породами, вибропоршневая трубка типа ВПТ-54 конструкции Е. И. Кудинова. Трубки для отбора проб скальных пород весьма несовершенны и немногочисленны. Среди других технических средств, используемых при геолого-геоморфологическом изучении континентальных окраин, необходимо отметить и морское бурение, которое весьма условно подразделяется на два основных вида: глу-

бокое (на нефть и газ) и мелкое (для геологического картирования и исследования россыпных месторождений). Глубина бурения при изучении россыпей, как правило, не превышает 30—50 м. Наиболее распространенными и эффективными способами являются ударно-канатное и вращательное колонковое бурение.

При изучении нефтегазоносных отложений бурение осуществляется с морских буровых установок — буровых судов и барж, полупогруженных и самоподъемных оснований. Относительно более дешевыми являются самоподъемные основания, но область их применения ограничивается глубинами до 110 м. Полупогруженные основания работают на глубинах до 300 м, а буровые суда — на глубинах в несколько километров.

Большую роль при структурно-геоморфологическом изучении континентальных окраин играет подводное фотографирование и телевизионные наблюдения. Трудно переоценить значение возможности увидеть и оценить обстановку на месте самим исследователем, в связи с чем работы аквалангистов на доступных глубинах (до 20 м) получают в последнее время все большее распространение. Наибольший эффект при геолого-геоморфологическом изучении континентальных окраин дает применение подводных аппаратов и подводных стационарных лабораторий.

Подводные аппараты подразделяются на две категории: обитаемые и необитаемые, т. е. телеуправляемые — управляемые на расстоянии. Обитаемые подводные аппараты, в свою очередь, можно подразделить на четыре группы: используемые для изучения малых глубин — до 660 м, для средних глубин — до 2000 м, для больших глубин — до 6000 м и, наконец, для предельных глубин — до 12 000 м. Последняя категория подводных аппаратов ниже не рассматривается.

Высокоманевренные, оснащенные новейшей научно-исследовательской техникой подводные аппараты имеются в США, Франции, Канаде, Японии, СССР и в ряде других стран.

Типичным представителем таких подводных аппаратов является «Алвин», созданный американскими инженерами в 1965 г. Этот подводный аппарат за годы своей эксплуатации совершил более 500 глубоководных погружений, значительная часть которых предпринималась с геолого-геоморфологическими целями (геологическая и геоморфологическая съемки, разведка месторождений железомарганцевых конкреций и т. п.). Рабочая глубина аппарата 3600 м.

Среди подводных аппаратов США необходимо отметить и подводную лодку «Алюминат» с экипажем из 4—6 человек. Она оснащена специальной гидроакустической, электронной, телевизионной аппаратурой и двумя манипуляторами, в результате чего может проводить самые разнообразные научные исследования. Глубина погружения аппарата рассчитана на 4500 м.

В 1969 г. в США была построена для научно-исследовательских целей подводная лодка «NR-1», оборудованная малогабаритным атомным двигателем, способная погружаться на глубину

1050 м. Ее экипаж, состоящий из 7 человек (5 подводников и 2 научных работника), имеет в своем распоряжении всю необходимую научную аппаратуру для многоцелевого исследования континентальных окраин. Но главное ее преимущество — возможность работать длительное время без всплытия на поверхность. Во Франции всемирно известный океанограф, изобретатель акваланга Жак Ив Кусто построил уникальную миниатюрную подводную лодку «Дениз», которая за 20 лет эксплуатации совершила более 2000 погружений в разных морях и океанах.

При своей высокой маневренности «Дениз» имеет научное оборудование, позволяющее вести самые разнообразные исследования, фотографировать, собирать образцы донных пород. По типу «Дениз», имеющей рабочую глубину погружения до 350 м и рассчитанной на экипаж из 2 человек, были построены еще два подводных аппарата: «SP-500» (одноместные с глубиной погружения до 500 м, иначе часто называемые «морской блохой») и «SP-3000» (трехместный, с глубиной погружения 3000 м).

В Японии имеются научно-исследовательские подводные аппараты «Иомури» (экипаж 6 человек, глубина погружения 300 м); «Синкай» — с глубиной погружения 600 м и «Удзусимо» — с прозрачным корпусом, с глубиной погружения до 200 м.

В Канаде широкое применение при проведении научно-исследовательских работ в Мировом океане нашли подводные аппараты «Пайсис», за короткий срок получившие мировое признание. Это небольшие, очень компактные и маневренные аппараты самого широкого профиля применения с глубинами погружения 1000 и 2000 м. Два таких аппарата «Пайсис-VII» и «Пайсис-XI» были приобретены Академией наук СССР специально для Института океанологии. Они отлично зарекомендовали себя в Тихом и особенно в Индийском океане при исследовании рифтовой зоны Красного моря в конце 1979 — начале 1980 г. Экспедиция Института океанологии АН СССР наглядно показала, что использование подводных аппаратов значительно повышает эффективность морских геолого-геоморфологических исследований. Если раньше приходилось вслепую опускать на дно морей и океанов драги и грунтовые трубки в надежде захватить какие-нибудь образцы, то теперь с применением подводных аппаратов получена возможность работать почти как на суше, перемещаться у поверхности дна в нужных направлениях, записывать видеоманитофонные фильмы и брать манипулятором нужные образцы. Применение подводных аппаратов подняло проведение подводных научно-исследовательских работ на качественно новую ступень.

В СССР в последние годы появился ряд интересных подводных аппаратов, способных успешно решать важные научно-исследовательские задачи. К их числу относятся «Север-2», «ТИНРО-2», «Бентос-300», «Оса-3», «Аргус», «Шельф» и некоторые другие. Все эти аппараты хорошо оснащены разнообразной научной аппаратурой, могут вести фото- и киносъемку.

Одним из самых интересных советских подводных аппаратов является «Оса-3» (обитаемый стабилизированный аппарат, рассчитанный на экипаж 3 человека и глубину погружения до 600 м).

Необитаемые, или, как их чаще называют, телеуправляемые подводные аппараты (так как в большинстве случаев они соединяются с подводным судном кабель-тросом) бывают буксируемыми и самоходными. Первые передвигаются под водой при движении надводного судна, а вторые имеют собственные гребные винты с электромоторами, получающими электроэнергию с надводного корабля по кабелю. Эти аппараты более быстроходны, а в ряде случаев и более маневренны и, что самое важное, их создание и эксплуатация обходятся в 8—10 раз дешевле.

Телеуправляемые аппараты (ПТА) можно подразделить на три группы: малых глубин (до 600 м), средних глубин (до 2000 м) и глубоководные (до 6000 м).

Первая группа включает наиболее простые по своему устройству аппараты.

Все ПТА второй и третьей групп оснащены современной научно-исследовательской высокочувствительной аппаратурой, а в ряде случаев и специальными инструментами для решения конкретных практических задач. Так, например, ПТА «КЭРВ-III» оснащено двумя телевизионными камерами, мощными подводными светильниками, тремя манипуляторами, источником энергии и набором рабочих инструментов.

Хорошо зарекомендовали себя отечественные ПТА второй группы «Манта-1,5», «Звук-4» и «Звук-6». Они оснащены системами многокадрового подводного фотографирования, телевизионными системами (с передачей изображения по кабелю на борт судна и его записью на видеоманитофон), гидроакустической системой и локаторами бокового обзора.

Быстрый рост технических достижений стимулирует создание новых, все более совершенных универсальных ПТА, которые в ближайшие десятилетия будут плодотворно работать в комплексе с обитаемыми подводными аппаратами. Создание подобных аппаратов значительно увеличивает границы возможностей геологического и геоморфологического изучения Мирового океана.

Поскольку обитаемых подводных аппаратов, используемых для научно-исследовательских работ, в настоящее время недостаточно, им на помощь приходят глубоководные гипербарические лифты и палубные барокамеры. Вместе они образуют своеобразный гипербарический комплекс.

При использовании гипербарических комплексов водолазы (т. е. специалисты-исследователи — геологи, геоморфологи и т. п.) длительное время живут в специальной барокамере, расположенной на судне, где поддерживается постоянное повышенное давление, равное давлению воды на рабочей глубине. Здесь созданы все условия для нормального отдыха. По мере надобности они переходят в специальный глубоководный лифт, герметично соединенный с судовой барокамерой и имеющий внутри давление, рав-

ное давлению в отсеках барокамеры. После чего закрываются переходные люки, лифт отсоединяется от барокамеры и опускается на рабочую глубину, где водолазы открывают люк и выходят в воду. После окончания работы водолазы возвращаются в лифт, вновь закрывают люк, лифт поднимается на поверхность, стыкуется с судовой барокамерой и водолазы переходят в нее для отдыха. Так может продолжаться дни и недели — до тех пор, пока работа на дне не будет закончена, и только после этого водолазы один раз проходят декомпрессию. Ясно, что при подобной методике проведения подводных научно-исследовательских работ экономится огромное количество времени, которое необходимо было бы, если бы водолазы после каждого спуска на глубину проходили декомпрессию. Сейчас в СССР, США, Франции, Англии, ФРГ, Италии и Японии существуют гипербарические комплексы, позволяющие работать на глубине, которую только способен выдержать организм человека.

Однако ни погружения на обитаемых подводных аппаратах, ни погружения в гипербарических комплексах не могут заменить длительное изучение человеком доступных морских глубин. Детальные геолого-геоморфологические работы (наряду со многими другими видами) весьма эффективно можно проводить из подводных стационарных научно-исследовательских лабораторий. Это научное направление успешно развивается в СССР и во многих зарубежных странах уже около 20 лет.

Таким образом, в настоящее время наметилось два основных наиболее перспективных направления проведения научно-исследовательских работ в пределах континентальных окраин Мирового океана: использование подводных обитаемых и телеуправляемых аппаратов (совместно с гипербарическими комплексами) и подводных лабораторий стационарного типа. Их использование — это пока лишь первые шаги в геолого-геоморфологических исследованиях океана.

Методика морских структурно-геоморфологических исследований, рассматриваемая ниже, носит комплексный характер: для выявления структурно обусловленных форм континентальных окраин, многие из которых связаны с месторождениями полезных ископаемых, применяются не только геоморфологические, но и геологические, геофизические, геодезические, картографические, дистанционные и историко-археологические методы, взаимно дополняющие и контролирующие друг друга.

КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Как уже отмечалось, тектонические структуры чаще всего имеют прямое отражение в рельефе морского дна. Поэтому анализ батиметрических карт, на которых можно выделить различные впадины, участки поднятий с относительно мелкими глубинами, а также крупные и мелкие уступы, приобретает первостепен-

ное значение. Особенно велика его роль на предварительном этапе исследований до проведения экспедиционных работ.

На гидрографических картах в пределах шельфа, как правило, имеется множество отметок глубин с точностью до 1 м, а на мелководных участках до 10 см. Однако изобаты на них обычно проведены через 10, 20, а часто и через 100 м (в зависимости от колебания глубин). Для правильной интерпретации рельефа шельфа в целях структурно-геоморфологического анализа в большинстве случаев необходимо проведение дополнительных изобат со значительно более мелким сечением, на мелководьях через 1—0,5 м. Карты с дополнительными изобатами дают детальную картину рельефа дна, что весьма важно для выделения структурных элементов по геоморфологическим данным.

Анализ батиметрических карт крупных масштабов — это очень действенный метод выявления разрывных нарушений в рельефе континентальных окраин.

В прибрежной зоне разрывные нарушения выражены: 1) в прямолинейности береговой линии и зоны берегового склона; 2) в лагунных понижениях, имеющих вытянутую форму, а также в фиордах с явно прямолинейными склонами; 3) в линейно вытянутых барах, часто приуроченных к флексурам и цепочкам локальных структур.

Основными признаками проявления разрывных нарушений на батиметрических картах глубоководных участков континентальных окраин служат прямолинейные отрезки изобат, а также уменьшение заложения между ними (рис. 8). Кроме того, разрывные нарушения выделяются: 1) по прямолинейным зонам резкого сгущения изобат, отражающим подводные уступы с относительно глубинами до 200 м и более, обычно ориентированными параллельно общему простиранию склона (*a*, *b*, *в*) и часто совпадающими с бровкой шельфа; 2) по прямолинейным отрезкам изобат, ориентировка которых не согласована с общим направлением свала глубин, отражающим уступы и склоны (*г*); 3) по характерному резкому сгущению изобат, отражающему борта линейных каньонообразных понижений.

Для анализа батиметрических карт могут быть рекомендованы также некоторые приемы переработки картографического изображения рельефа континентальных окраин. Прежде всего это **составление карт морфоизогипс** — широко применяемый метод при изучении новейшей тектоники суши, достаточно подробно освещенный в работах Ю. Г. Симонова, А. В. Лукашова, Л. Б. Аристарховой, Л. П. Подкановой и Н. Г. Шубиной. Методика их составления заключается в последовательном обобщении горизонталей, или изобат, в исключении наложенных аккумулятивных форм и «заполнений» реликтовых эрозионных форм и т. п. Хотя обобщение изолиний страдает некоторым субъективизмом, в целом карта часто позволяет создать модель тектонического рельефа. Наиболее эффективно применение этого метода для области внутреннего

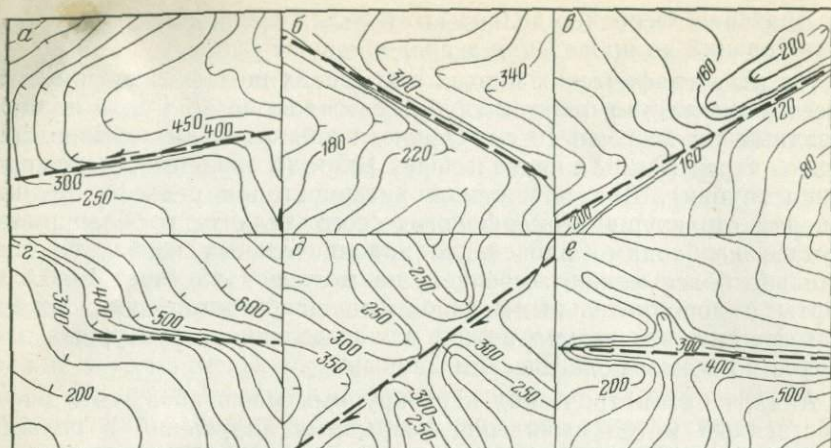


Рис. 8. Проявление разрывных нарушений в рисунке изобат на батиметрических картах. По А. Н. Ласточкину [14]

шельфа, где широко распространены аккумулятивные поверхности выравнивания.

В ряде случаев неплохой эффект дает **составление карт остаточного рельефа**, с успехом применявшееся на суше В. П. Философовым, А. Н. Ласточкиным, В. М. Шапошниковым и др. Такая карта создается в результате графического вычитания базисной поверхности из гипсометрической*. Поскольку в пределах шельфа базисная поверхность может быть заменена картой морфоизогипс, то и вычитать здесь следует из гипсометрической поверхности тот обобщенный рельеф, который получается в результате составления карты морфоизогипс. Достоинство карты остаточного рельефа заключается в том, что на ней показываются как амплитуда рельефа, расположенного выше нижнего базиса выравнивания, так и морфология, ориентировка и конфигурация холмов и останцовых возвышенностей, что помогает при оконтуривании зон новейших поднятий.

Интересные данные можно получить, анализируя карты уклонов дна или изоклин. **Построение карт изоклин** сводится к следующему. В пределах какого-либо района, где имеется достаточное количество профилей рельефа дна, выбирают профили, направленные вкостростираения основных элементов рельефа или близкие к ним. На этих профилях через определенные интервалы, желательно не особенно большие, в зависимости от масштаба вычисляют уклоны дна. Уклоны, вычисленные на профилях, составляющих острый угол с простиранием подводного склона, пересчиты-

* Методика построения карт базисных поверхностей подробно описана В. П. Философовым в «Кратком руководстве по морфометрическому методу поисков тектонических структур».

вают на истинное падение по известным формулам. Эти данные переносят на карту и методами изолиний выделяют участки равных уклонов. В дальнейшем производят анализ карты изоклин. Определяют участки аномально больших градиентов и просто аномальные участки. Аномальные участки сопоставляют с батиметрической картой и таким образом выделяют предполагаемые структуры.

Однако одного изменения уклона часто бывает явно недостаточно, чтобы делать выводы о структуре района. Дело в том что выположивание дна может наблюдаться и тогда, когда имеются древние береговые линии, вернее остатки террас. Поэтому необходимо полученные уклоны сопоставлять с батиметрией района. Если выположенные участки приурочены к определенному батиметрическому уровню, то вполне понятно, что мы имеем дело с террасовой поверхностью, а не с погребенной антиклинальной складкой. В связи с этим перед анализом уклонов дна необходимо провести анализ древних погруженных береговых линий исследуемого района.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Среди геоморфологических методов изучения континентальных окраин следует отметить **изучение деформаций затопленных береговых линий и морских террас**. Деформации, выявленные в процессе прослеживания древних береговых линий и нанесенные на карту, позволяют наметить положение антиклинальных зон шельфа и участки для более детального изучения с помощью геофизики и других средств. Подобные работы весьма эффективны при поисках нефтегазоносных структур. Именно таким путем они были обнаружены, например, в Южной Калифорнии, на Среднем Каспии и во многих других районах.

Для изучения структуры континентальных окраин геоморфологическими методами очень много может дать и выявление деформаций затопленных морских террас, обычно отграниченных остатками древних береговых линий.

Поверхности выравнивания, образующиеся в волноприбойной зоне, характеризуются тем, что во время формирования они находятся на одном уровне и прослеживаются на значительные расстояния. Впоследствии террасовые поверхности выводятся из зоны воздействия волн (опускаются на большую глубину). При отсутствии тектонических движений или если эти движения очень слабы указанные поверхности на всем своем протяжении имеют одинаковые гипсометрические отметки. В результате тектонических движений затопленные террасы деформируются. Выраженность этих деформаций зависит от интенсивности тектонических движений и тех экзогенных процессов, которые затушевывают проявление этих движений в рельефе (аккумуляция и различные виды абразии). Следовательно, для выяснения характера тектонических движений того или иного участка дна, где развиты опущенные мор-

ские террасы, необходимо проследить эти уровни на морском дне. При этом для качественной оценки тектонических движений совершенно не обязательно знать возраст прослеживаемой террасы, важно лишь быть уверенным в том, что мы имеем дело на разных участках обследуемого района с одной и той же террасой или береговой линией.

При определении абсолютной отметки террасы, по мнению О. К. Леонтьева и др., необходимо брать отметку тылового шва террасы, а не ее бровки, как это часто делается. Именно тыловой шов террасы соответствует среднему урезу воды при формировании данной террасы. Бровка террасы в ряде случаев представляет собой край клифа другой террасовой поверхности, и отметка этого края в зависимости от характера развития берега и литологии слагающих его пород может колебаться в широких пределах.

Подводные террасовые поверхности изучались В. Г. Рихтером с целью выяснения характера тектонических движений. Им была произведена обработка гидрографических промерных планшетов вдоль восточного берега Среднего Каспия и выделен ряд террас, соответствующих положению уровня Каспийского моря в новокаспийское время. Прослеживание этих уровней показало, что в местах нисходящих тектонических движений древние береговые линии залегают на большей глубине, чем в местах тектонических поднятий. Критерием одновозрастности или синхронности выделяемых береговых линий служит тот факт, что в разных участках подводного склона сохраняется один и тот же спектр.

При проведении структурно-геоморфологических исследований в качестве индикаторов тектонических движений помимо погруженных террас субаэрального происхождения могут быть использованы также **деформации поверхностей выравнивания субаквального происхождения**. Одной из таких поверхностей является поверхность древнего шельфа. Довольно четко указанная поверхность выражена на материковом склоне Среднего Каспия. Она залегают на глубине около 200 м и в тектонически активных районах довольно интенсивно дислоцирована. Так, на севере Среднего Каспия, по данным Л. И. Лебедева, происходит погружение бровки древнего шельфа от эпигерцинской платформы в сторону осевой зоны Предкавказского передового прогиба от 190 до 310 м. К северу от Апшеронского полуострова эта поверхность также испытала деформацию. В осевой зоне антиклинальной складки она залегают на глубине 125 м, а в синклинали погружена на 275 м.

На широкое распространение в пределах шельфа выровненных субаквальных абразионно-аккумулятивных поверхностей указывали К. К. Марков, М. Стетсон, Г. Б. Удинцев, О. К. Леонтьев и др. Значительную ширину этих поверхностей, особенно в области внутреннего шельфа, они объясняют главным образом волновым воздействием в ходе многочисленных трансгрессий и регрессий, обусловленных чередованием ледниковых и межледниковых эпох в четвертичное время. В ряде случаев аккумулятивные уровни возникли в результате термоабразионного разрушения при-

брежной равнины, сложенной мерзлыми рыхлыми отложениями, например, происхождение однообразной равнины внутреннего шельфа Баренцева моря, выровненных поверхностей некоторых банок в Карском море и т. д. [16].

Среди геоморфологических методов изучения новейшей тектоники континентальных окраин можно отметить также **изучение деформаций бровки шельфа**. Как известно, шельф является абразионно-аккумулятивным образованием и сформировался во время послеледниковой трансгрессии. Бровка шельфа формировалась во время наиболее глубокой регрессии, предшествовавшей трансгрессивной фазе. Она первоначально являлась краем подводной террасы и располагалась в зоне интенсивной абразии на глубине, примерно равной $\frac{1}{3}$ длины волны, т. е. бровка шельфа в период формирования находилась по всему водоему приблизительно на одном уровне. Однако в зависимости от литологии пород, слагающих дно, характера поступления обломочного материала и других причин отметка края подводной террасы могла отклоняться в каждом отдельном случае в ту или другую сторону на 5—10 м от средней величины. После выведения края подводной террасы из зоны интенсивного воздействия волн на ее формирование влияли только тектонические процессы и процессы аккумуляции.

Бровка шельфа служит чутким индикатором тектонических движений. В. Ф. Соловьев, изучая поведение бровки шельфа на тектонических структурах Апшеронского порога, обратил внимание на то обстоятельство, что на тектонических поднятиях бровка залегает на меньших глубинах, чем в расположенных рядом синклиналях. Это позволило ему сделать вывод о том, что поведение бровки шельфа тесно связано с характером тектонических движений. Проанализировав отметки бровки на западе и востоке Апшеронского порога, он установил устойчивое поднятие для западного побережья Каспийского моря и устойчивое погружение для восточного, прилегающего к Западной Туркмении.

Установленная В. Ф. Соловьевым закономерность в поведении бровки шельфа впоследствии была подтверждена на материалах других морей. Так, Г. Б. Удинцев [28], изучая рельеф Охотского моря, также пришел к выводу, что бровка шельфа, хотя и является образованием сложного абразионно-аккумулятивного характера, тем не менее деформация ее целиком и полностью связана с неотектоническими движениями. В. Ф. Канаев использовал бровку шельфа для определения новейших вертикальных движений на дне дальневосточных морей. Он считал, что если колебания бровки шельфа превышают 7—20 м, то они обусловлены неотектоникой. Указанное положение позволило В. Ф. Канаеву определить темпы неотектонических движений отдельных участков дна дальневосточных морей.

Однако детальное изучение поведения бровки шельфа на Каспийском море показало, что к ней как к индикатору неотектонических движений надо подходить с известной осторожностью. В отдельных случаях, как указывает Л. И. Лебедев, на отметку бровки

шельфа большое влияние оказывают процессы аккумуляции осадочного материала. Так, в Среднем Каспии было проанализировано поведение бровки шельфа на двух структурах с заведомо известным характером тектонических движений (в осевой зоне Предкавказского свода эпигерцинской платформы). Оказалось, что ее отметки в первом случае меньше, чем во втором, хотя по общим положениям все должно быть наоборот. Видимо, эта разница обусловлена разными темпами осадконакопления за четвертичное время в указанных районах.

Таким образом, бровка шельфа может быть использована в качестве индикатора тектонических движений, однако необходимо учитывать при этом темпы осадконакопления и физико-географическую обстановку района. Только если эти условия идентичны, можно сравнивать различные районы и делать выводы о размахе и направленности тектонических движений.

Подводное геоморфологическое картирование до недавнего времени осуществлялось лишь в прибрежной части моря. По существу, оно сводится к выделению и картированию подводных террас, древних береговых линий, поверхностей выравнивания, подводных долин и других форм рельефа, особенности распространения которых, их конфигурация, наличие деформаций урвненных поверхностей и другие закономерности дают возможность делать выводы о характере новейших тектонических движений в рассматриваемых районах шельфа. Наиболее эффективным способом выделения и картирования подводных террас является анализ эхограмм. Так как эхолотирование обычно проводится по галсам, ориентированным по нормали к основному направлению изобат, то выделение террас сводится к фиксации и корреляции бровки и уступа на эхограммах соседних галсов, определению их глубин и нанесению последних на карту и профиль. Если площадка террасы имеет значительную ширину, с эхограмм рекомендуется наносить отметки глубин на карту по равномерной сети и затем проводить изолинии деформаций.

Подводное геоморфологическое картирование проводится обычно со значительным отбором образцов и дает наилучшие результаты при использовании водолазных работ.

Заслуживает внимания методика структурно-геоморфологической съемки, проводимой с катеров или шлюпок, разработанная сотрудниками Лаборатории морской геоморфологии географического факультета МГУ О. К. Леонтьевым, В. С. Мякокиным и С. И. Варущенко. Сущность методики заключается в следующем. Вдоль берега разбивается геодезическая сеть, привязанная к государственной сети. Геодезические реперы являются точками стояния теодолитов. Шлюпка или легкий моторный катер движется от заданного репера по определенному азимуту (обычно ориентируемому по нормали к берегу), производя непрерывную запись глубин при помощи эхолота. Длина маршрута определяется пределом

видимости в теодолит и глубиной моря (порядка 25—30 м). На обратном пути, руководствуясь данными о характере рельефа, записанными на эхограмме, проводятся погружения под воду и наблюдения на дне сотрудниками-аквалангистами. При этом производится отбор образцов, делается запись выполненных подводных наблюдений и по возможности определяются элементы залегания коренных пород. Привязка мест погружений производится по радиосигналу тремя теодолитами методом засечки. По ходу составления карты выявляются участки, на которых в последующем целесообразно провести картировочное бурение и геофизические исследования. Подобные работы можно производить и с относительно крупных судов в открытом море, однако такие работы могут быть осуществлены лишь при наличии радионавигационной сети на берегу и соответствующего оборудования на судне.

Наилучших результатов, очевидно, следует ожидать в тех случаях, когда структурно-геоморфологическая съемка по описанной выше методике проводится в сочетании со специализированной аэрофотосъемкой.

Выявление затопленных абразионных уступов и опущенных на глубину бенчей может свидетельствовать как о недавнем эвстатическом поднятии уровня моря, так и о дифференцированных тектонических прогибаниях того или иного участка шельфа. Выяснить это можно лишь на основании тщательного картирования подводных форм рельефа и изучения глубин их распространения. Локальное распространение этих форм и разные глубины скорее всего свидетельствуют об относительных тектонических опусканиях тех участков, где они были встречены.

Анализ распространения грязевулканических форм подводного рельефа также является важным геоморфологическим методом изучения новейшей тектоники. Так, исследования в Южном Каспии показали, что его дно имеет сложнорасчлененный рельеф. В этом районе выделяется серия субмеридиональных подводных поднятий с относительной высотой до 500 м, отделенных друг от друга крупными понижениями различной формы. При этом оказалось, что вершины многих поднятий осложнены действующими грязевыми вулканами, выбросы которых четко фиксировались на аэрофотоснимках. Это позволило сделать вывод о том, что поднятия рельефа дна являются морфологическим выражением плиоценовых складчатых линий, осложняющих Южно-Каспийскую впадину.

Все рассмотренные выше геоморфологические методы изучения континентальных окраин осуществляются путем детального анализа батиметрических и навигационных карт, а также аэрофотоматериалов и проведения подводного геоморфологического картирования.

В. В. Шарковым, З. И. Гурьевой, К. М. Петровым и другими исследователями разработана и подробно освещена методика анализа аэрофотоматериалов при изучении шельфов. Не касаясь

здесь существа этих методических приемов, отметим лишь, что применение их возможно только до глубины 30 м и в совокупности с другими методами исследования шельфа.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Значительный эффект при изучении континентальных окраин дает применение геологических методов. Очень большое значение для выявления характера новейшей тектоники имеет мелкое структурное бурение с постановкой электро- и гаммакаротажа, с тщательным изучением механического состава пород, глинистых минералов (с помощью окрашивания и спектрофотометрирования), а также палеонтологических остатков. Данные по отдельным площадям (внутрирайонная корреляция) и более крупным участкам (межрайонная корреляция) позволяют выяснить литологические особенности отложений и их изменения в плане и по вертикали, а также способствуют выделению маркирующих уровней для построения структурных карт.

Весьма действенным геологическим методом является также **изучение литофаций и мощностей новейших отложений.**

На основании стратиграфического расчленения колонок определяют мощности выделенных горизонтов в каждой точке и составляют карты распределения мощностей. Обычно мощности молодых осадков тесно связаны с геологической структурой дна. Это хорошо видно на особенностях распределения новокаспийских отложений отдельных участков Каспийского моря, прежде всего в районе Бакинского архипелага, где распространен контрастный тектонический рельеф. В пределах поднятий, соответствующих островам и банкам, новокаспийские отложения либо отсутствуют, либо значительно сокращены в мощности. К северу от Апшеронского полуострова, по данным сейсморазведки, находится обширный прогиб, располагающийся под шельфом и частично под континентальным склоном. Он слабо выражен в рельефе шельфа, а в рельефе континентального склона не проявляется совсем. Именно к зоне этого прогиба приурочены максимальные мощности новокаспийских отложений в пределах Среднего Каспия.

Аналогичная зависимость наблюдалась Л. И. Лебедевым и Е. Г. Маевым на Апшеронском пороге. Правда, там рельеф в значительной степени тектогенный, хотя тектонические поднятия выражены в рельефе слабо. Тем не менее в осевых частях антиклинальных складок, амплитуда которых в современном рельефе в отдельных случаях не превышает 10 м, новокаспийские отложения отсутствуют. Наоборот, в синклиналиях имеется полный разрез донных отложений. Здесь появляется маломощный новокаспийский горизонт, а горизонт послехвалынской регрессии имеет мощность свыше 2 м. По мнению В. Г. Рихтера, даже в тех случаях, когда поднятие не выражено в рельефе, в его пределах происходит относительное погрубление осадков.

Изучение литолого-фациальных изменений новейших отложений по вертикали дает возможность анализировать историю колебаний уровня моря и развития тектонических движений в новейшее время. Выделение трансгрессивных и регрессивных циклов, фиксация перерывов и несогласий позволяют проследить развитие крупных и мелких тектонических элементов во времени. Однако такое изучение возможно лишь по данным бурения новейших отложений с тщательным отбором керна, поэтому применение этого метода пока чаще всего ограничивается областью внутреннего шельфа.

Подводное геологическое картирование пока более эффективно для мелководных участков шельфа. Лишь один из приемов этого картирования, заключающийся в обнаружении участков развития древних пород среди более молодых, широко применим и в области внешнего шельфа. Это драгирование донных возвышенностей на абразионных участках дна, позволяющее обнаружить структуры, в ядерных частях которых обнажены сравнительно древние породы. Так были, например, закартированы Ф. Шепардом многочисленные солянокупольные структуры в районе Гальвестона (штат Техас, США), где в их ядрах оказались обнаженными миоценовые отложения, перекрытые на смежных участках суши мощной толщей более поздних осадков.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

При структурно-геоморфологических исследованиях континентальных окраин в комплексе с выше рассмотренными эффективно применяются и геофизические методы.

Одним из важнейших перспективных геофизических методов изучения шельфа в настоящее время является метод непрерывного сейсмоакустического профилирования. По своей физической сущности этот метод является развитием метода ультразвукового эхолотирования в области акустических и сейсмических длин волн. Использование значительно более длинных звуковых волн обеспечивает проникновение упругой энергии на большие глубины под дно моря и дает возможность обрисовать те поддонные границы, которые разделяют породы с различной плотностью и скоростью распространения длинных волн. Исходные для интерпретации данных сейсмоакустического профилирования результаты представляются в виде эхограмм, на которых видны эхограницы дна и последующих поддонных границ между различными пластами. С точки зрения выделения минимальной мощности слоя, присутствующего в разрезе, и предельной глубинности исследования по грунту (породе) метод непрерывного сейсмоакустического профилирования можно разбить на три модификации, различающиеся в аппаратурном и методическом отношении: сейсмическое, сейсмоакустическое и акустическое профилирование.

Сейсмическое профилирование позволяет вести исследования до глубин 5 км с выделением пластов мощностью не менее 25—35 м.

При этом придонные отложения до глубин 300 м практически полностью выпадают из диапазона исследований, и соответствующая часть эхограмм не поддается расшифровке.

Сейсмоакустическое профилирование позволяет вести исследование до глубины 2000 м по грунту с выделением пластов мощностью не менее 18 м. Придонные отложения глубин 50—100 м из диапазона исследований, как правило, выпадают. В качестве источника упругих колебаний при сейсмоакустическом профилировании используется преимущественно электронское устройство (спаркер).

Акустическое профилирование позволяет вести исследование до глубины 250 м по грунту с выделением пластов мощностью не менее 1,5—3,0 м непосредственно под дном моря. Упругие волны вызываются исключительно электронскими источниками.

Так как на эхограммах геолокаторов при акустическом профилировании представлены одновременно поверхность морского дна и акустико-геологический разрез, их можно считать готовыми геолого-геоморфологическими профилями. Анализ эхограмм дает возможность непосредственно решать важнейшие практические вопросы о соотношении морфоструктурного и новейшего структурного плана со структурами в более древних отложениях и геоморфологической выраженности структур. Интерполяция установленных на эхограммах закономерностей связи морфоструктур разного типа с неотектоническими структурами и структурами донового заложения в комплексе с другими структурно-геоморфологическими методами позволяет осуществить прогноз структурных форм на всей площади, пересеченной относительно редкой сетью галсов.

На основании исследований Лаборатории сейсмоакустики МГУ и при совместной разработке с СКБ МГ СССР выпущен комплекс принципиально новой регистрирующей аппаратуры, позволяющей впервые в нашей стране использовать широкие возможности магнитной записи для целей непрерывного сейсмического и сейсмоакустического профилирования (Горизонт-1).

Исследования показывают, что методы непрерывного сейсмоакустического и акустического профилирования начиная с глубины воды 1,5—2 м позволяют эффективно и надежно проследить литологические границы, новейшие и более древние структурные формы, включая зоны выклинивания и газопроявления, грязевые вулканы, подводные оползни, захороненные формы, связанные с волноприбойной деятельностью и течениями, погребенные русла рек, древние конусы выноса, перекрытые морены.

В то время как в структурном отношении метод непрерывного сейсмического профилирования в значительной мере можно считать самостоятельным, с точки зрения литологии и стратиграфии он, по существу, является вспомогательным, служащим для целей интерполяции данных между точками, на которых проведены специальные отборы проб или бурение. Экономическая и геологиче-

ская эффективность рассматриваемого метода в этом случае обуславливается тем, что он позволяет получить практически непрерывно по профилю данные о структуре изучаемых отложений и значительно разредить сеть поисково-разведочных скважин.

Метод морских гравиметрических исследований значительно менее эффективен, чем морская сейсморазведка. В настоящее время в этих исследованиях применяются два самостоятельных направления измерения силы тяжести: 1) набортными гравиметрами при движении судна и 2) донными и маятниковыми приборами при стоянке судна на якорю или в дрейфе.

К настоящему времени уже создан ряд бортовых гравиметров, обеспечивающих непрерывную регистрацию силы тяжести при движении судна с большой точностью, достаточной для решения региональных геологических задач.

Большинство донных гравиметров разработано на базе аналогичных наземных приборов и отличается от них наличием дистанционного управления и телеметрического устройства. Донные гравиметры обычно используются для выполнения детальных съемок масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000.

При геологическом картировании дна большое значение приобретают **методы морской электроразведки**: морского электропрофилирования, разработанный Г. А. Саркисовым и О. В. Назаренко, и непрерывного дипольно-осевого зондирования (ЭНДОЗ). Эти методы эффективны для выделения пластов с высоким содержанием в разрезе осадочной толщи, расчленения осадочного чехла на основные литолого-физические комплексы, изучения рельефа их поверхности, а в ряде случаев и для прослеживания поверхности фундамента. Непрерывное электропрофилирование выполняется при движении судна по прямолинейным профилям со скоростью 10—12 км/ч с использованием донной дипольно-осевой установки. В благоприятных условиях глубинность метода НДОЗ достигает 2—4 км.

Весьма ценные результаты при решении задач подводного геологического картирования и изучения рельефа дна дает применение аэромагнитной и гидромагнитной съемок.

Аэромагнитная съемка особенно эффективна на этапе региональных и среднемасштабных работ. Ее производительность почти в 10 раз выше гидромагнитной, а стоимость в 5—6 раз ниже. Для выяснения особенностей тектонического строения района, определения региональных структур фундамента и мощности осадочного чехла наиболее целесообразно проводить аэромагнитную съемку в масштабе 1 : 500 000. При этом аэромагнитная съемка проводится по сети профилей, соответствующей выбранному масштабу. Профили обычно располагаются вкрест простирания ожидаемых структур.

Гидромагнитная съемка применяется преимущественно при проведении крупномасштабных (1 : 100 000, 1 : 50 000) исследований на выявленных структурах, а также в тех случаях, когда она яв-

ляется единственно возможной в районах, недоступных для аэромагнитной съемки, при комплексировании на одном судне магнитных, гравиметрических и сейсмических исследований.

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Сущность радиометрических исследований сводится к регистрации подводным радиометром естественной гамма-активности пород. Минимальной активностью обладают известняки, пески, песчаники и другие породы, наибольшей — тонко отмученные глины. Таким образом, по содержанию радиоактивных элементов намечается естественный ряд терригенных пород от песчаников к глинам. На основании радиометрических исследований получается достаточно наглядная картина смены литологических осадков дна в пределах рассматриваемой акватории. Так как погрубление гранулометрического состава осадков на поднятиях характерно и для подводных структур, можно, пользуясь радиометрическими данными (после снятия регионального фона, вызванного наряду с другими причинами и закономерным увеличением глинистости терригенных осадков с глубиной), выявить своды локальных поднятий, которые будут выражены крупными минимумами естественной гамма-активности осадков.

ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Из геодезических методов при исследовании структур новейшей тектоники континентальных окраин применимы лишь повторные промеры дна. Следует помнить, что в связи с трудностью учета изменения свойств воды и ошибок определения положения корабля повторные промеры дна могут быть применены в областях прибрежных мелководий и при значительной интенсивности современных тектонических движений. Примером использования этого метода служит выявление поднятия Новой Земли. Многочисленные каменные островки на одном из участков побережья Новой Земли, открытые в 1871 г., оказались расположенными на том самом месте, где голландские мореплаватели в 1594 г. нашли подводную гряду на глубине около 4 м. Сравнение промеров, произведенных почти через 300 лет, показало, по данным Ф. Шепарда, что скорость поднятия морского дна в этом месте достигает 14 мм/год. В Техасском заливе Ф. Шепард сравнил промеры глубин, произведенных в XIX в., с современными в 20518 точках и установил скорость прогибания, равную 1 м в столетие, а скорость накопления илов — 0,6 м за тот же отрезок времени.

ИСТОРИКО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Среди прочих методов необходимо отметить изучение затопленных историко-археологических памятников и находок остатков растительности и фауны. Этот метод применим лишь для области

прибрежного мелководья. Весьма важен здесь учет величины поднятия уровня океана или местного водоема по причине гляциоэвстазии или изменения климата и стока. Такая возможность сейчас имеется, поскольку накоплен большой материал по характеру изменения уровня Мирового океана в разных частях Земного шара. Величина тектонической деформации определяется путем вычитания из глубины погружения эвстатического поднятия уровня океана.

На основании доступности, экономичности и эффективности различных методов и способов исследований предлагается следующая последовательность их применения. На начальном этапе прежде всего проводится анализ батиметрических и навигационных карт. Он дает возможность провести предварительное структурно-геоморфологическое районирование, выделить наиболее перспективные участки для проведения на них более детальных и дорогостоящих морских геолого-геофизических и геоморфологических исследований. К началу таких исследований должна быть построена на основании проведенного структурно-геоморфологического анализа картографических и аэрофотоматериалов предварительная структурно-геоморфологическая карта или схема, степень детальности которой зависит от количества и качества проанализированного материала. Именно такая карта или схема и ориентирует на проведение более детальных исследований. К сожалению, большая часть геоморфологических, геодезических, историко-археологических и аэрометодов, а также часть геологических и геофизических методов применима лишь для исследования внутреннего и реже внешнего шельфа (табл. 2). Отсюда и степень изученности шельфа резко отличается от изученности континентального склона и континентального подножия.

Изложенный выше материал свидетельствует, что к настоящему времени разработаны основные принципы комплексной структурно-геоморфологической методики изучения континентальных окраин. Она включает серию различных геоморфологических, геологических, геофизических, картографических, геодезических, историко-археологических методов и аэрометодов, которые взаимно дополняют и проверяют друг друга. Структурно-геоморфологическое изучение континентальных окраин — первая и совершенно необходимая стадия работ по выявлению различных структурных элементов в связи с поисками нефтяных и газовых месторождений, а также некоторых твердых полезных ископаемых. Геофизические и буровые работы, проводимые без предварительного структурно-геоморфологического анализа, оказываются в морских условиях значительно более дорогими.

Основным итоговым документом структурно-геоморфологических исследований является карта. Такая карта должна отражать рельеф морского дна и выраженные в нем структурные элементы различных рангов, выделенные по результатам структурно-геомор-

Таблица 2

Группы методов	Методы и приемы исследований*	Шельф	Континентальный склон + континентальное подиожье
Картографические	Анализ батиметрических и навигационных карт с целью проведения предварительного структурно-геоморфологического районирования	0	0
	Выявление предполагаемых разрывных нарушений	0	+
	Составление карт морфоизогипс	+	+
	Составление карт остаточного рельефа	+	—
	Построение карт изоклин	+	—
Геоморфологические	Изучение деформаций затопленных береговых линий и морских террас	0	—
	Выявление деформаций поверхностей выравнивания субаквального происхождения	0	—
	Изучение деформаций бровки шельфа	0	—
	Подводное геоморфологическое картирование	0	—
	Выявление затопленных абразионных уступов и опущенных на глубину бенчей	+	—
	Изучение распространения грязевулканических форм рельефа	0	0
Геологические	Изучение литофаций и мощностей новейших отложений	0	+
	Изучение литолого-фациальных изменений новейших отложений в вертикальном разрезе	+	—
	Подводное геологическое картирование	0	+
Геофизические	Сейсмическое профилирование	+	0
	Сейсмоакустическое профилирование	+	0
	Акустическое профилирование	0	—
	Морские гравиметрические исследования	+	+
	Морское электропрофилирование	+	+
	Морские радиометрические исследования	+	—
	Аэромагнитная съемка	0	0
Гидромагнитная съемка	+	+	
Аэрометоды	Структурно-геологическое дешифрирование	0	—
	Выявление подводных грязевых вулканов	0	—
	Выявление спрямленных элементов подводного рельефа	0	—
	Обнаружение устойчивых в пространстве пятен нефти	0	+
	Прослеживание подводных газовых извержений	0	—
Геодезические	Повторные промеры дна	+	—
Историко-археологические	Изучение затопленных историко-археологических памятников	+	—
	Опрос местных жителей и рыбаков	+	—

* Методы и приемы наиболее эффективные (0); менее эффективные (+); мало применимые или неприменимые (—).

фологических, геолого-геофизических и других видов исследований. На структурно-геоморфологической карте особенное внимание должно быть уделено изображению тех форм рельефа континентальных окраин, на основании которых выделяются наиболее важные структурные элементы.

Легенда любой структурно-геоморфологической карты, отражающей строение континентальной окраины, состоит из трех основных разделов: общей геоморфологической нагрузки (геоморфологическая основа); признаков выражения структур в рельефе морского дна (тектонически обусловленные формы рельефа); специальных структурных обозначений.

В отличие от обычных геоморфологических карт, на морских структурно-геоморфологических картах, как и на сухопутных, геоморфологическая нагрузка должна быть целенаправленной, в определенной мере генерализованной, для того чтобы лучше отразить влияние на формирование рельефа морского дна неотектонических движений, чаще всего унаследованно развивавшихся. Обычно геоморфологическая основа такой карты создается на базе анализа морских навигационных и гипсометрических карт с привлечением имеющихся аэрофотоматериалов.

Масштаб структурно-геоморфологической карты определяется характером проводимых на акватории континентальных окраин работ, степенью изученности, наличием геолого-геофизических и картографических материалов, предполагаемыми размерами локальных поднятий, а также зависит от масштаба последующих детальных геологопоисковых исследований. В легенде карт, как правило, рассматриваются три типа рельефа (континентальный шельф, континентальный склон и континентальное подножие), а также ряд более мелких подразделений — подтипов (уступы континентального склона, краевые плато, вулканические хребты и нагорья континентального подножия и т. п.).

Изображение тектонически обусловленных элементов и форм рельефа, важных для структурно-геоморфологической интерпретации, сводится по существу к отображению на карте признаков выражения структур в рельефе морского дна, так как закономерности их проявления и распространения по площади акватории, частота встречаемости, ориентировка и конфигурация являются определяющими для выделения структурных элементов.

В легенде отображаются как аккумулятивные формы рельефа субаэрального происхождения (погруженные береговые линии, различные морены, зандры, барханы и т. д.), так и формы полигенетического генезиса (подводные каньоны, крупные уступы рельефа дна, коралловые рифы и т. д.).

Специальная часть легенды состоит из структурных обозначений. Содержание ее определяется масштабом карты, степенью изученности и загруженностью карты фактическим и интерпретационным материалом. Здесь прежде всего выделяются контуры наиболее крупных структурных элементов континентальных окраин, отдельные локальные поднятия, зоны новейших поднятий и проги-

бов, установленные по геолого-геофизическим данным и предполагаемые по структурно-геоморфологическим.

На карте осуществляется дифференциация локальных поднятий по достоверности выделения и степени выраженности в рельефе морского дна. Наносятся изогипсы по имеющимся геофизическим данным. Иногда на структурно-геоморфологической карте континентальных окраин удается отразить и соотношение выраженных в рельефе морского дна структур со структурным планом различных горизонтов осадочного чехла. Значительный раздел этой части легенды посвящен изображению разрывных нарушений, установленных по геолого-геофизическим данным и предполагаемых по структурно-геоморфологическим материалам. В ряде случаев удается дифференцировать установленные и предполагаемые поднятия более подробно, а иногда установить и время их образования. В этой же части легенды обычно помещается и список зон и отдельных новейших локальных поднятий.

Наконец, в последней части легенды, где приводятся прочие обозначения, изображаются месторождения полезных ископаемых. Ниже приводится примерная легенда к структурно-геоморфологическим картам континентальных окраин масштаба 1:2 000 000 — 1:5 000 000.

А. Типы рельефа: 1 — континентальный шельф (а — пологопогружающийся слабо расчлененный участок, б — участки с относительно малыми глубинами дна, в — пониженные участки, г — подводные части дельт крупных рек); 2 — континентальный склон (а — наклонные равнины, б — уступы, в — краевые плато); 3 — континентальное подножие (а — наклонные равнины, б — вулканические хребты и нагорья).

Б. Тектонически обусловленные формы рельефа и формы рельефа, важные для структурно-геоморфологической интерпретации: 1 — погруженные береговые линии; 2 — подводные долины; 3 — подводные каньоны; 4 — глубоководные конусы выноса; 5 — подводные вулканы; 6 — районы распространения грязевого вулканизма; 7 — коралловые рифы; 8 — крупные уступы рельефа дна; 9 — крупные возвышенности морского дна; 10 — крупные тектонические депрессии; 11 — подводные отмели, банки, бары; 12 — аккумулятивные гряды, образованные приливно-отливными течениями; 13 — линейно ориентированные элементы рельефа морского дна, намечаемые по рисунку изобат, цепочкам мелких впадин, возвышенностей и рифов.

В. Структурные обозначения: 1 — контуры наиболее крупных структурных элементов континентальных окраин; 2 — зоны новейших поднятий, установленные по геолого-геофизическим данным; 3 — зоны новейших поднятий, предполагаемые по структурно-геоморфологическим данным; 4 — зоны ровейших прогибов, установленные по геолого-геофизическим данным; 5 — зоны новейших прогибов, предполагаемые по структурно-геоморфологическим данным; 6 — структурные элементы, выделенные по геолого-геофизическим данным (а — локальные поднятия, выраженные в рельефе,

б — локальные поднятия, не выраженные в рельефе; в — тектонические впадины, выраженные в рельефе, г — тектонические впадины не выраженные в рельефе, д — стратонизогипсы, по геофизическим данным); 7 — отдельные структурные элементы, выделяемые по структурно-геоморфологическим данным (а — локальные поднятия, хорошо выраженные в рельефе, б — локальные поднятия, слабо выраженные в рельефе, в — новейшие впадины, выраженные в рельефе); 8 — разрывные нарушения (а — крупные зоны разрывных нарушений и глубинные разломы, выявленные или намеченные по геолого-геофизическим данным, б — то же, предполагаемые по структурно-геоморфологическим данным, в — прочие разрывные нарушения (недифференцированные), выявленные или намеченные по геолого-геофизическим данным, г — то же, предполагаемые по данным структурно-геоморфологического анализа, д — сдвиги, выявленные или намечаемые по геолого-геофизическим данным, е — то же, предполагаемые по структурно-геоморфологическим данным).

Г. Прочие обозначения: 1 — изобаты рельефа дна; 2 — месторождения (а — нефтяные, б — газовые, в — нефтегазовые, г — россыпные); 3 — границы предполагаемых нефтегазоносных бассейнов в пределах континентальных окраин.

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Комплексирование приемов морских структурно-геоморфологических исследований с геолого-геофизическими методами является обязательной и весьма эффективной составной частью структурно-геоморфологического анализа. Совместный анализ результатов структурно-геоморфологических и геолого-геофизических исследований позволяет проверить геоморфологические критерии выделения морфоструктурных аномалий и детализировать структурные построения, уточнить размеры и положение поднятий, выделенных по ограниченному количеству геолого-геофизическим данным. При такой интерпретации необходимо иметь вспомогательные или промежуточные карты сопоставления различных геолого-геофизических и структурно-геоморфологических данных, а иногда и прогнозные карты строения продуктивных горизонтов осадочного чехла.

Как показал опыт подобного комплексирования при работах на суше, оно может быть полезным и при подготовительных камеральных работах, и на стадии выделения участков для проведения дорогостоящих детальных геолого-геофизических исследований [23].

Обычно на предварительном этапе исследований сопоставление данных гравиметрии, магнитометрии и сейсмометрии с обработанными материалами батиметрических и навигационных карт позволяет провести предварительное тектоническое районирование и

наметить предполагаемые зоны нарушений. Так, при сопоставлении гравиметрических и структурно-геоморфологических данных можно выявить зоны предполагаемых пликативных и дизъюнктивных нарушений в осадочном чехле. Пликативные дислокации на гравиметрических картах обычно выражаются в виде протяженных линейных градиентов изменения аномалий силы тяжести. При этом цепочки локальных структур в рельефе морского дна располагаются или непосредственно над гравитационной ступенью, или на некотором расстоянии от одной из ее сторон. Кроме того, значительные отрицательные аномалии в акваториях с распространением солянокупольных структур четко фиксируют соляные купола. Положительные гравитационные аномалии также чаще всего фиксируют поднятия в новейших отложениях.

На заключительной стадии структурно-геоморфологических исследований сопоставление этих материалов дает возможность уверенно выделять структурные формы в осадочном чехле и интерполировать данные структурно-геоморфологических исследований на районы акваторий континентальных окраин, лишенные гравиметрических данных.

Районы повышенной интенсивности и дифференцированности магнитного поля выделяются при анализе магнитометрических карт на предварительном этапе исследований. Детальные структурно-геоморфологические исследования в этих районах помогают выделить локальные поднятия, которые часто соответствуют положительным магнитным аномалиям.

Комплексирование данных структурно-геоморфологических исследований с материалами сейсмопрофилирования также имеет большое значение. Иногда при неудачном расположении сейсмопрофилей локальные поднятия могут оказаться не выявленными ввиду их малых размеров [23]. В этих случаях использование материалов структурно-геоморфологических исследований дает возможность более точно планировать размещение сейсмопрофилей. В результате такого комплексирования удается достаточно надежно выявить в пределах континентальных окраин не только локальные структуры, но и протрассировать дизъюнктивные и пликативные нарушения. Как и в предыдущем случае, можно уточнить интерполяцию геофизических данных на межпрофильных участках и в конечном итоге получить более обоснованные данные для структурных построений.

В результате такого комплексирования появляется возможность построить карты сопоставления и комплексной интерпретации результатов структурно-геоморфологических и геолого-геофизических исследований. В принципе построение подобных карт для континентальных окраин и для территории суши ничем не отличается. Такие карты призваны несколько разрядить нагрузку итоговой структурно-геоморфологической карты, облегчить ее чтение. К ним относятся: 1) карты сопоставления и комплексной интерпретации структурно-геоморфологических и гравиметрических и магнитометрических данных; 2) карты сопоставления сейсмометри-

ческих, радиометрических и структурно-геоморфологических данных; 3) всевозможные модификации первых двух вариантов; 4) карты сопоставления контуров структур, выделяемых по данным структурно-геоморфологических исследований, с контурами структур, установленными геолого-геофизическими методами в различных горизонтах осадочного чехла. Перечисленные карты позволяют судить о соответствии разновозрастных структурных планов, об унаследованности тектонического развития в пределах рассматриваемой акватории, а для районов с унаследованным развитием структур — экстраполировать структуры, выявленные по данным структурно-геоморфологических исследований на более глубокие перспективные горизонты осадочного чехла.

В отдельных случаях, когда карты сопоставления достаточно загружены, целесообразно построение прогнозных карт продуктивных отложений. На этих картах на основании сопоставления данных отдельных видов геофизических и структурно-геоморфологических исследований изображаются локальные структуры, как установленные геофизическими исследованиями, так и предполагаемые на основании данных структурно-геоморфологических исследований. Таким образом, серия карт сопоставления и прогнозная карта являются хорошим дополнительным материалом к итоговой структурно-геоморфологической карте.

Глава IV. ГЛАВНЕЙШИЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В пределах континентальных окраин широко развиты крупные аккумулятивные формы рельефа — самостоятельные геологические тела с мощностью отложений в несколько километров. Среди них наибольший интерес представляют дельты крупных рек и связанные с ними глубоководные конусы выноса, в которых отлагается огромное количество речных наносов, выносимых с континентов. Из других аккумулятивных форм рельефа континентальных окраин следует отметить органогенные рифы и бары, сложенные в основном песчаными осадками. Ниже детально разбираются процессы формирования и особенности строения этих аккумулятивных форм, а также методика их структурно-геоморфологического изучения и фациального анализа в целях выявления в них структурных и литологических ловушек нефти и газа.

ДЕЛЬТЫ

Дельты — это весьма сложные природные системы, формирующиеся при впадении рек в водоемы. Они характеризуются специфическими процессами, обусловленными постепенным переходом гидрологического режима реки в гидродинамический режим приемного водного бассейна. Для дельт характерны как элементы речного режима (русловые процессы, изменчивость стока воды и наносов и т. п.), так и элементы морского (приливы и ветровое волнение, течения, соленость вод, вдоль — береговой поток наносов и т. д.).

В их пределах происходят быстрые и существенные изменения динамических, физико-химических и биологических свойств водных масс, а также мощная аккумуляция наносов. Она начинается на приустьевом участке реки, где накапливаются значительные по мощности толщи типичного аллювия с характерными для него пойменными и русловыми фациями, и существенно отличается в надводных и подводных частях дельт. Последнюю часто называют предустьевым взморьем, или авандельтой. Здесь отлагается сложный комплекс устьевых отложений, формирующихся под воздействием речных и морских факторов.

Отложение наносов в океанических дельтах обычно заканчивается формированием глубоководных конусов выноса. Речные осадки в основном попадают на конус через подводные каньоны и распространяются на его поверхности по разветвленной системе

подводных ложбин, часто ограниченных прирусловыми валами. Перемещение наносов на глубоководном конусе происходит под воздействием придонных течений, турбидитных потоков и гравитационного перемещения.

Современные и древние дельтовые области, характеризующиеся весьма благоприятными условиями для процессов нефтегазообразования и угленакопления, имеют достаточно широкое распространение на континентальных окраинах. В пределах СССР на долю устьев рек приходится около 30 % современной береговой линии. По мнению Н. И. Марковского, именно на морском взморье в местах впадения крупных рек происходит наибольшая концентрация органических остатков. Около 65 % растворенного органического вещества, выносимого с суши, осаждается в дельтах. Здесь создается обстановка, способствующая накоплению органического вещества за счет гидролиза и бактериального распада приносимой рекой органики, которая преобразуется в растворенное органическое вещество и органические коллоиды. Для дельт характерен фито- и зоопланктон, остатки которого вместе с отмирающей пресноводной фауной служат исходным материалом для последующего нефтегазонакопления. Поступление большого количества питательных веществ стимулирует быстрое развитие многообразного бактериального мира, принимающего активное участие в образовании нефти. Устьевые участки в основном приурочены к районам активных устойчивых прогибаний, что создает условия для погружения пород на оптимальную глубину, необходимую для проявления процессов нефтегазообразования. Многочисленные песчаные тела, характерные для отложений дельт и глубоководных конусов, могут служить хорошими литологическими или комбинированными ловушками для нефти и газа. Так как фонд тектонических структур, перспективных для поисков нефти и газа, неуклонно сокращается, выявление залежей углеводородов литологического типа, основанное на палеогеоморфологических реконструкциях, приобретает первостепенное значение. С дельтовыми отложениями связаны и россыпи некоторых минералов. Однако для правильного палеогеоморфологического анализа необходимо знать фациальные обстановки накопления современных устьевых отложений, отличающихся многообразием.

По особенностям гидрологических условий и характеру осадконакопления в устьевой области можно выделить следующие участки: 1) приустьевой участок реки, где на обычный гидродинамический режим русловых потоков начинают воздействовать колебания уровня моря, вызываемые приливами и ветровыми нагонами; 2) устьевой участок реки (собственно дельта или эстуарий), где динамика вод и наносов определяет взаимодействие водных масс реки и приемного бассейна, но речные факторы имеют преобладающее значение; 3) предустьевое взморье, где происходит обмеление моря за счет поступления речных наносов, но ведущими являются уже морские факторы; 4) подводный каньон, по которому происходит основной транзит речных осадков из авандельты на

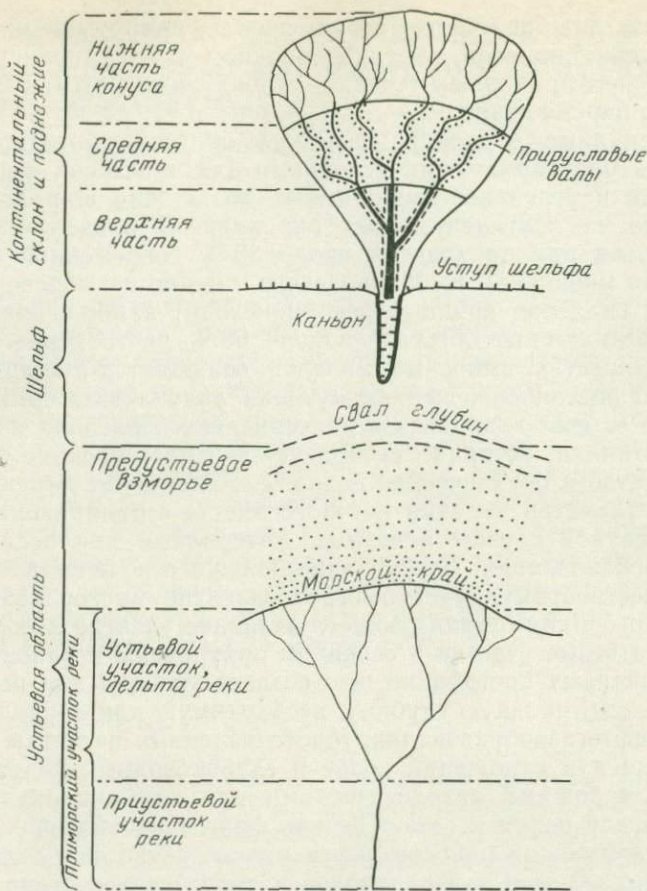


Рис. 9. Строение устьевой области

глубоководный конус; 5) глубоководный конус, где господствует гидродинамический режим открытого моря. Предлагаемое деление устьевой области (рис. 9) основано на известной схеме И. В. Самойлова [26] и дополнено авторами лишь в морской части.

В целом устьевые накопления крупных рек на континентальных окраинах представляют собой гигантские геологические тела мощностью до 10 км и более, ориентированные нормально к береговой линии и протягивающиеся на многие сотни километров от низменной суши до больших океанских глубин. Фациальные обстановки накопления устьевых осадков меняются от субаэральных и субаквальных до глубоководных, что обуславливает пестроту их литологического состава.

Основные рельефообразующие процессы и обстановки осадконакопления на приустьевом участке реки

На приустьевых участках рек, несмотря на влияние приливов и нагонов, ведущим фактором рельефообразования и седиментогенеза является деятельность русловых потоков, формирующих разнообразные аккумулятивные формы, сложенные аллювиальными отложениями. При перекрытии глинистыми осадками (например, во время морской трансгрессии) мощные тела песчаного аллювия могут стать прекрасными природными резервуарами для нефти и газа. Поэтому при палеогеоморфологических реконструкциях выявление приустьевых участков рек по характеру строения древних аллювиальных аккумулятивных форм представляет несомненный интерес. Палеогеоморфологическую интерпретацию разрезов древних аллювиальных свит невозможно провести, не зная особенностей накопления современного аллювия в виде различных аккумулятивных образований.

Формирование и строение современных аллювиальных отложений весьма существенно отличаются на приустьевых участках рек с русловой и пойменной многорукавностью и на меандрирующих реках. Закономерности образования аллювия меандрирующих рек прекрасно разобраны Е. В. Шанцером и к его схеме добавить практически нечего. Намного хуже изучены особенности формирования аллювия на реках с русловой и пойменной многорукавностью. Остановимся на этом более подробно.

Типичной рекой с многорукавным руслом является Брахмапутра, которая изучалась авторами в пределах республики Бангладеш. В русловом аллювии Брахмапутры можно выделить шесть основных фаций, соответствующих донным аккумулятивным формам, развитие которых было детально изучено Дж. Колеманом. К первой фации относятся отложения максимальных по размерам песчаных ленточных гряд высотой 15—17 м и длиной до 1000 м. Они формируются в паводковых руслах при максимальных руслоформирующих расходах. Отложения фации ленточных гряд представлены грубозернистыми кварцево-слюдистыми песками с крупной, сильно наклонной (до 20°) косой слоистостью, нередко нарушенной подводным оползанием или размывами при резких увеличениях турбулентных течений. Вторая фация также формируется в максимум половодья, но уже не при грядовой, а при гладкой фазе перемещения наносов на участках с ровной поверхностью дна. Они представлены крупнозернистыми кварцево-слюдистыми песками с горизонтальной макрослоистостью. Однако при детальном рассмотрении видно, что эти горизонтальные слои песков состоят из очень мелких косых серий микроформ дна.

Третья фация также сложена горизонтально слоистыми песками, но уже тонкозернистыми и обычно в несколько раз более мощными по сравнению со второй фацией. Она формируется уже в совершенно иной гидродинамической обстановке при резком (почти до нулевых значений) уменьшении скоростей и даже обрат-

ных течений в условиях гидравлического подпора. Участки с замедленным течением и даже стоячей водой образуются под воздействием крупных водоворотов, а на Тисте и Ганге — в результате их подпора водами Брахмапутры, паводок на которой начинается значительно раньше. Четвертая фация формируется при малых расходах, когда перемещение влекомых наносов происходит в виде мелких аккумулятивных форм. Она выполнена мелко-, реже среднезернистыми кварцево-слюдистыми песками с мелкой косой и линзовидно-волнистой слоистостью. Эта фация близка к фации прирусловой отмели, выделяемой на равнинных реках умеренного пояса. Пятая фация представлена тонкопесчаными и алевритистыми осадками с мелкой волнистой и горизонтальной слоистостью. Они выпадают главным образом из взвешенных наносов, выполняя понижения между песчаными грядами при минимальных меженных расходах, когда крупные аккумулятивные донные формы прекращают свое движение. Шестая фация представлена отложениями широких пойменных паводковых потоков, накапливающих в достаточно спокойной гидродинамической обстановке из влекомых наносов, перемещающихся слоем волочников, а на спаде паводка — и из взвешенных наносов. Эта фация, которую предлагается называть пойменно-русловой, сложена пестрыми по составу, чередующимися между собой мелкозернистыми песками, супесями и суглинками с мелкой волнистой и линзовидной слоистостью.

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

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

Таким образом, на приустьевых участках рек формируются типичные аллювиальные отложения преимущественно песчаного состава, обладающие хорошими коллекторскими свойствами. Воздействие приливов и ветровых нагонов практически не сказывается на динамике речных потоков и накоплении аллювия в виде различных аккумулятивных форм. Однако они могут вызывать на короткие промежутки времени некоторые замедления течения, что способствует отложению более мелких фракций речных наносов. Вследствие этого по мере приближения к устьевому участку происходит достаточно быстрое и неуклонное уменьшение крупности как руслового, так и пойменного аллювия.

Рельефообразующие факторы и обстановки осадконакопления наземных дельт

В пределах устьевого участка реки, или собственно дельты, преобладают флювиальные факторы формирования рельефа и осадконакопления. Однако на русловые процессы здесь уже весьма су-

щественно влияют приливно-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня приемного водоема.

Исследования В. Н. Коротяева в устьях некоторых северных рек СССР показали, что чистый транзит речного аллювия в пределах дельт отсутствует, о чем свидетельствует изменение гранулометрического состава взвешенных наносов по длине проток. К вершинам дельт обычно поступают песчаные фракции, а в нижнем течении уже заметно преобладают глинистые и алевритистые. Подсчитано, что в дельте Индигирки отлагается более половины транспортируемых водотоками наносов. Примерно такие же соотношения прослеживаются и в дельтах других рек.

Основным фактором распределения влекомых наносов по крупности вдоль дельтовых рукавов является изменение их гидравлических характеристик по мере уменьшения транспортирующей способности от вершины дельты к морскому краю.

Для главных дельтовых рукавов характерен гидродинамический режим разветвленных, реже меандрирующих русел с соответствующими фациями аллювия, описанными выше. Однако в узлах разветвления дельтовых рукавов образуются весьма специфические гидродинамические условия, которые отражаются в накоплении наносов и формировании аккумулятивных форм.

В дельтах узлы разветвления рукавов образуются на устьевых барах или при прорыве речных вод через прирусловые валы. Причины отмирания боковых рукавов для узлов разветвления барового и прорывного типа общие, а условия их образования разные. На барах рукава образуются из ложбин стока. Они ограничены устьевыми косами и баровым осередком. При выдвигании устьевого бара в приемный бассейн ложбины стока постепенно удлиняются, а устьевые косы и баровой осередок поднимаются над водной поверхностью и закрепляются растительностью. Через некоторое время ложбины стока превращаются в рукава. Начало их формирования относится к моменту раздвоения потока на баре.

По данным Т. А. Макаровой [17], в любом узле разветвления водотоков вследствие обтекания потоком изгиба берега возникает центробежная сила, а в результате торможения набегающего потока островом — сила инерции потока. Под воздействием этих сил в узле происходит искривление водной поверхности и, как следствие этого, образование водоворотных зон в приверхе острова и у берегов истоков как главного, так и второстепенного рукавов. В водоворотных зонах начинается аккумуляция наносов, и на их месте формируются косы, форма и размеры которых, как правило, различны. Коса в виде побочня формируется на противоположном берегу главного русла. В отмирающем рукаве коса, примыкающая к берегу основного и бокового русла, больше по размерам, чем коса, примыкающая к берегу главного и бокового русла. С момента образования узла происходит постепенное наращивание кос за счет аккумуляции наносов, что приводит к плановым и вертикальным деформациям истоков рукавов. Плановые деформации в узле разветвления заключаются в смещении и искривлении истоков обоих

рукавов. Исток бокового рукава смещается вниз по течению магистрального рукава на расстояние в пределах основного русла. В результате этого коса приверха острова может и не иметь надводной части. Увеличение кос в размерах с выходом над уровнем воды вызывает развитие на их поверхности растительного покрова, что ведет к усилению процесса отложения наносов и к постепенному превращению кос в прирусловые валы. Надводная часть большой косы выдвигается как продолжение прируслового вала основного рукава, перекрывая истоки мелких рукавов, находящихся в зоне ее влияния.

В истоке бокового рукава подводные части большой и малой кос образуют порог, глубина на котором по мере наращивания кос уменьшается. В дальнейшем происходит формирование перемычки, приводящей к его отмиранию. Кроме того, причиной отмирания бокового рукава может быть надвигание побочня на исток рукава или образование перед последним аккумулятивных форм (отмелей, осередков и т. п.), закупоривающих вход в боковой рукав.

Водотоки, образующиеся в результате последовательного разветвления русла реки в пределах дельты, называются транзитными. По этим водотокам осуществляется перенос воды и наносов в приемный бассейн. С ними связано и основное формирование аллювиальных фаций. Кроме транзитных водотоков в дельтах можно встретить водотоки, образование которых не связано с процессом разветвления русла реки. Роль таких водотоков сводится к сравнительно ограниченному перераспределению стока в пределах самой дельты. Их влияние на процессы дельтового рельефообразования и осадконакопления очень мало, так как они могут переносить весьма небольшое количество взвешенных наносов на короткое расстояние.

Активно развивающиеся водотоки дельты, вбирая в себя большую часть стока реки вследствие отмирания других водотоков, со временем укрупняются и становятся водотоками более высоких порядков. Отмирающие же водотоки постепенно переходят в водотоки более низкой категории.

Направленность развития дельтовых водотоков отражается в разрезах. Так, разрезы с увеличивающейся крупностью обломочного материала снизу вверх формируются в активно развивающихся руслах, где расходы и крупность наносов увеличиваются во времени. В отмирающих водотоках происходит ослабление гидродинамической активности во времени, и поэтому для них характерны разрезы с уменьшающейся крупностью вверх по разрезу.

Активное отмирание дельтовых водотоков приводит к формированию толщи с уменьшением размерности материала вверх по разрезу вплоть до алевроито-пелитовых фракций. При пассивном отмирании в условиях влажного климата, когда русло превращается в застойный пойменный водоем, образуется двучленный разрез с русловыми песками в нижней части и тонкими старич-

ного облика отложениями в верхней части, залегающими уже без постепенного перехода по достаточно резкой границе.

В дельтовых водотоках формирование и накопление аллювия зависит от типа руслового процесса и морфологии русла. Крупность донных отложений меняется по длине и ширине потока, а также и во времени. У берегов глубоких, слабо извилистых водотоков в дельтах равнинных рек чаще всего залегают илы прибрежной фации, а в центре русла преобладают пески русловой фации, образующие различные аккумулятивные гряды. Так, в дельте р. Яны, по данным В. Н. Коротаева, участки дна дельтовых проток с максимальными глубинами выстилаются мелкозернистыми песками, сменяющимися к берегу алевритами и илами.

В извилистых руслах на излучинах формируются фации побочной и кос, сложенные преимущественно песками. Гранулометрический состав аллювия в основном зависит от глубины русла и придонных скоростей течения, а также крупности поступающих наносов. Кроме того, на него оказывает влияние и величина изгиба излучины. Так, в дельте р. Яны каждая крупная меандра имеет более грубые наносы по сравнению со смежными участками менее крутых излучин.

Размыв русла, как правило, сопровождается увеличением крупности аллювия отложений, а аккумуляция — уменьшением, т. е. заилением русловых песков. Как и на приустьевом участке реки, наиболее активные преобразования русла происходят в паводок, когда аккумулятивные гряды достигают максимальных размеров и средний медианный размер донных отложений увеличивается. В период межени вновь созданные русловые формы часто заносятся более тонкими отложениями.

В узлах разветвления дельтовых водотоков вдоль берегов располагается прибрежная фация, сложенная илами. Однако на участке русла у приверха острова (рис. 10) формируется уже фация низовой косы, представленная песками. Верховые косы чаще сложены не песчаными, а илистыми отложениями и поэтому быстро зарастают тростниковой растительностью. В центральных частях русла отчетливо выделяются фации плёсов и перекатов — разнообразные по своему гранулометрическому составу пески, часто пылеватые. На плёсах, где гидродинамическая обстановка наиболее активная, нередко происходит размыв подстилающих глин, вследствие чего грубые пески плёсовой фации могут содержать глиняные катыши. В узлах разветвления наряду с зональностью распространения наблюдается и пестрота распределения фаций, возникающих под влиянием местной скоростной структуры потока и ее многолетней сезонной изменчивости.

Ниже по течению в разделившихся рукавах наблюдается существенное уменьшение донных отложений и наносов. Так, например, в дельте р. Яны непосредственно перед разветвлением средне-взвешенный диаметр наносов равен 0,11 мм, а сразу же ниже разветвления в обоих рукавах он уменьшается до 0,08 мм.

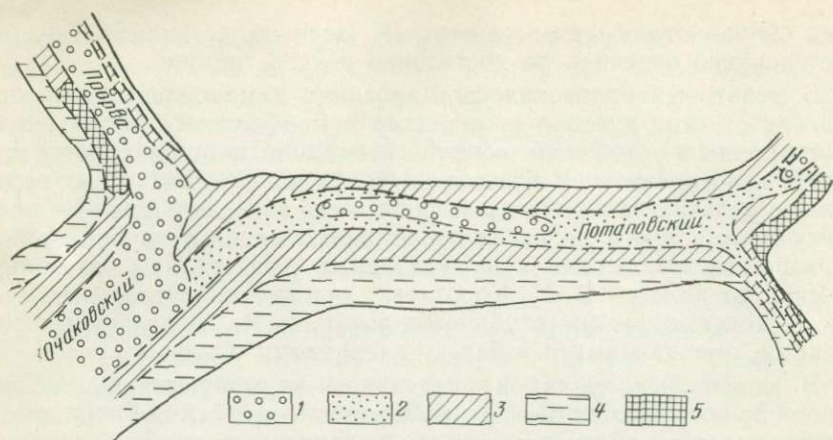


Рис. 10. Распределение донных отложений в узле разветвления водотоков Очаковский — Потоповский — Прорва (Килийская дельта Дуная) в августе 1973 г. По Т. А. Макаровой [17]

1 — мелкозернистый песок; 2 — пылеватый песок; 3 — илистый песок и песчаный ил; 4 — ил; 5 — глинистый ил

Многолетние колебания стока оказывают влияние на количество мелких водотоков и узлов разветвления в русловой сети дельт. Во время повышенного стока образуются и вновь активизируются старые мелкие водотоки и узлы, а с наступлением маловодного периода их количество резко сокращается. Такие изменения несомненно отражаются на характере формирования дельтового аллювия.

Среди многочисленного разнообразия дельтовых рукавов Ж. Колеман и Л. Райт [10] выделяют три главных типа, которые формируют песчаные тела определенной формы и размеров.

Первый тип — разветвляющиеся в сторону моря рукава (рис. 11, а) — характеризуется большим количеством речных устьев. Во многих случаях речные устья примыкают близко друг к другу, так что накапливающиеся пески сливаются и образуют песчаный покров. Формированию такого типа рукавов благоприятствуют большая скорость тектонического опускания, слабая активность волн, пологий береговой склон, незначительный уровень приливов и мелкозернистый состав наносов. Системе рукавов обычно соответствуют островные и радиальные приустьевые бары. Примерами являются устья рек Миссисипи, Ориноко, Волги и др.

Второй тип дельтовых рукавов (рис. 11, б) характеризуется разветвленной системой соединяющихся русел и, следовательно, несколькокими активными речными устьями. Такая система рукавов образуется при резко неравномерных расходах реки, средней энергии волн, высоких приливах (более 2 м) и относительно крутом береговом склоне (0,1—0,06%). Для нее характерны подводные береговые валы, но иногда встречаются и радиальные бары.

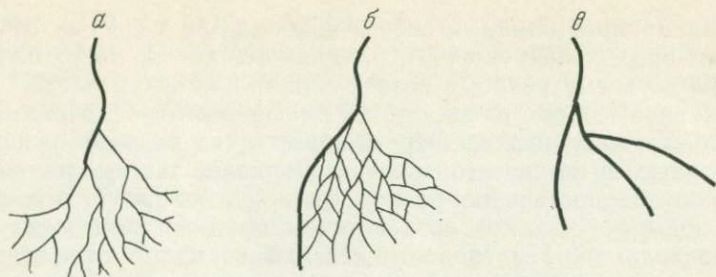


Рис. 11. Типы дельтовых рукавов. По Ж. Колеману и А. Файту [10]

а — ветвящиеся; б — переплетающиеся; в — одиночные русла

Пески, образующиеся в каждом речном устье, редко соединяются. Примером могут служить дельты рек Иравади и Нигер.

Третий тип относительно простой. Он представлен одним или несколькими рукавами, берущими начало приблизительно в одной точке в головной части дельты (рис. 11, в). Устья реки обычно имеют форму колокола и в них распространены серповидные бары или приливные гряды. Образованию такой системы рукавов способствуют большая активность волн, высокие приливы и крутые уклоны шельфа. В качестве примеров можно привести дельты Меконга, Сан-Франсиску и др.

Для дельтовых рукавов характерны предустьевые переуглубления, образующиеся вследствие местных размывов дна, возникающих в результате резкого возрастания донных скоростей в паводок, когда в устье образуются спад водной поверхности и увеличение уклона. Кроме того, они часто бывают приурочены к изгибам русел или участкам контакта трудноразмываемых грунтов с легкоразмываемыми. Во время паводков предустьевые переуглубления интенсивно размываются, и в них возможно отложение только наиболее грубых частиц. В меженный период эти углубления, как правило, заиливаются, но остаются выраженными в рельефе дна. Вследствие возникновения специфических циркуляционных течений они могут не заноситься наносами достаточно длительное время. Отложения предустьевых углублений (или ям) обычно представлены песчано-алевритовыми осадками с горизонтальной слоистостью, отражающей паводковый (крупнозернистые пески) и меженный (илистые мелкозернистые пески, алевриты) режимы стока. Они резко отличаются от вмещающего их руслового аллювия и могут быть выделены в самостоятельную фацию предустьевых углублений, в какой-то степени сходную с фацией заиливающихся плёсов.

Большое влияние на осадконакопление в дельтах оказывают периодические изменения уровня приемного бассейна, обусловленные приливами и отливами, и в меньшей степени сгонами и нагонами. Воздействие приливов прежде всего вызывает подпор речного течения: при проникновении морской воды в устье, сначала

в виде придонного клина, а потом, возможно, и по всему сечению. При этом продольные скорости приливного потока могут быть направлены по всему речному потоку или только в его части.

Приливное течение начинается у дна, а затем распространяется на остальную часть потока. Прекращается оно вначале на поверхности, а затем в нижних горизонтах. Отливное течение начинается у поверхности, постепенно распространяясь ко дну. Повышение уровня воды в устье под воздействием прилива вызывает увеличение расхода воды и скорости течения во время отлива, когда в море стекают задержанные подпором речные и вошедшие в устье морские воды.

Влияние приливов неодинаково в руслах разной величины. В главных крупных руслах оно может быть выражено, например, лишь поднятием водного зеркала, а в малых рукавах — частичным проникновением морских вод в нижнюю часть живых сечений или временным полным поворотом течения в реке. Во время максимума прилива в зоне выклинивания подпора образуется участок в русле, где нет ни отливного, ни приливного течения. Продолжительность приливного течения у дна больше, чем на поверхности.

Минимальная и максимальная соленость воды наблюдается одновременно с нулевой скоростью соответственно при смене отливного течения на приливное и приливного течения на отливное. Следовательно, наиболее интенсивная флокуляция (выпадение в виде хлопьев) взвешенных наносов происходит в максимум прилива.

Соленые, более плотные морские воды вторгаются в дельтовые рукава по дну русел в виде галоклина. В зависимости от расхода воды, высоты прилива, морфологии рукавов и т. д. клин морских вод может проникать в русло на разные расстояния. Наибольшее проникновение такого клина наблюдается в межень, когда стоковые течения имеют минимальные значения.

На Амазонке приливные волны поднимаются по реке более чем на 1000 км. На Меконге во время высоких приливов соленые воды проникают вверх по течению дельтовых рукавов на расстояние более 45 км. В меженный период приливы поворачивают течение Меконга и Бассака, причем скорость этого потока, направленного вверх по течению, около Майтхо достигает одного узла. В приливных руслах скорости течения во время приливов или отливов достигают 2,5 узла. Воздействие этих приливных течений на перенос и распространение наносов в пределах дельты, особенно в приморских ее частях, весьма значительно.

Средние и слабые ветровые сгоны и нагоны захватывают главным образом поверхностные слои воды, и поэтому слабо влияют на перемещение и отложение донных наносов в дельтовых протоках. Однако они могут существенно усиливать приливы и отливы. При сильном нагоне обратный поток быстро занимает все поперечное сечение. Его воздействие на русловые процессы аналогично приливному.

Высота нагонных подъемов и сгонных понижений уровня в устьях больших рек достигает 3 м и более. Так, например, при на-

воднении 1775 г. в районе Калькутты подъем уровня в устье Ганга был равен 11 м. Под воздействием юго-западного муссона на Ганге были случаи распространения нагонных подъемов на расстояние до 225 км, причем скорость смещения волны достигала 3 м/с.

Таким образом, гидродинамический режим устьевых участков рек, подверженных приливному воздействию, очень сложен и характеризуется периодическими изменениями направления течений и их скорости, а также формированием на какое-то время подпорных участков, где течение вообще отсутствует. Под воздействием галоклина речная струя теряет контакт со дном, и в этом створе начинается массовое осаждение частиц наносов. Течение отливных потоков всегда будет иметь большие скорости по сравнению с приливными. Переменный гидродинамический режим создает весьма своеобразную обстановку для формирования аллювия на приливных участках дельтовых водотоков.

Наиболее ярким примером влияния приливов на процессы дельтового осадконакопления является формирование весьма специфической фации приливного подпора. Так, в Бенгальской дельте в зоне, где кончается воздействие приливных течений, поймы часто почти целиком сложены тонкозернистыми, местами сильно илистыми песками с четкой горизонтальной слоистостью озерного облика, которые и можно отнести к фации приливного подпора или галоклина. Эти отложения формируются в зоне выклинивания подпора на участках русел, где на какой-то период времени исчезает как отливное, так и приливное течение. Реки Брахмапутра и Ганг переносят огромное количество песчаных наносов, и поэтому даже небольшая задержка течения вызывает значительную аккумуляцию влекомых и частично взвешенных наносов с нехарактерной для русловых отложений тонкой горизонтальной слоистостью.

В связи с тем что галоклин приливного подпора захватывает на крупных руслах в основном только придонные части живых сечений потоков, мелкозернистые взвешенные наносы здесь почти не отлагаются и выносятся вниз по течению. Только небольшое количество глинистых частиц в зоне приливного подпора накапливается вследствие флокуляции в соленой воде. Ниже по течению, где галоклин занимает большую часть живых сечений потоков, вследствие коагуляции происходит интенсивное осаждение мелкодисперсных составляющих речных наносов, которое может привести к заилению русел.

Отложение фации гидравлического подпора известно также в дельте Меконга, Миссисипи [33] и т. д. Так, в дельте Миссисипи Г. Мурром было установлено, что в меженный период галоклин проникает вверх по руслу на десятки километров. В результате подпора происходит интенсивное выпадение тонкозернистых песков, формирующихся весьма специфические «палецеобразные песчаные бары». Примерно аналогичный процесс, особенно при приливах, сопровождающихся сильными нагонами, имеет место и в Бенгальской дельте.

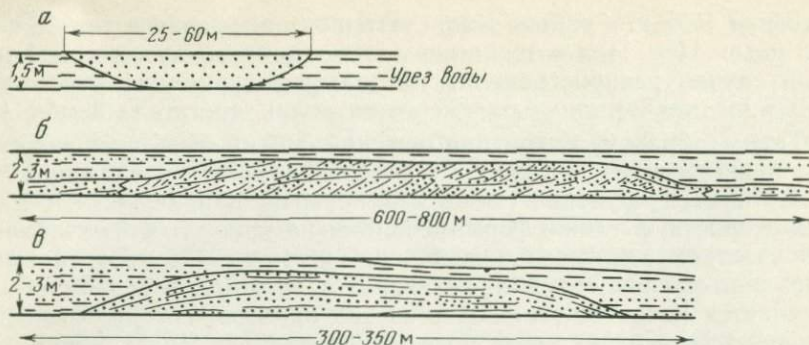


Рис. 12. Песчаные тела (а—в) в разрезах пойм Бенгальской дельты

Приливные течения могут создавать приливо-отливные русла, известные в дельтах Мегны, Иравади, Нигера, Меконга, Ориноко и др. Для этих русел, обычно имеющих форму раструба, характерны небольшая извилистость и песчаные косы, параллельные приливному течению. Косы достигают высоты 30 м, сотен метров в ширину, нескольких километров в длину. При преобладающем влиянии приливов, по данным Т. Эллиота, возникают крупные приливные косы и непостоянные острова, разделенные глубокими руслами.

Воздействие приливов отражается не только на формировании специфической фации галоклина, но и на общих процессах осадконакопления в дельтах. Например, для приливной зоны Бенгальской дельты в целом характерен значительно более тонкий гранулометрический состав аллювиальных отложений по сравнению с участками, лежащими выше по течению.

В разрезах пойм Бенгальской дельты, особенно в ее северной части, очень часто среди супесчано-суглинистых горизонтально-слоистых отложений встречаются песчаные тела разной формы и размеров. Среди них можно выделить относительно небольшие (до 60 м шириной) песчаные тела вогнутой формы (рис. 12, а), образованные отложениями продольных протоков. Приливо-отливные течения в небольших продольных протоках достигают значительных скоростей, обеспечивающих перенос и отложение в них влекомых песчаных наносов из главных русел.

Кроме песков, выполяющих отмершие протоки, прослеживаются также значительно более крупные (до 800 м шириной) выпуклые песчаные тела, представляющие, по всей вероятности, отложения осередковых островов. Слоистость в наиболее широких песчаных телах обычно косая (рис. 12, б), и эти части разрезов, по-видимому, соответствуют головным частям погребенных островов. Выпуклые песчаные тела меньших размеров (до 350 м в ширину) слагаются относительно тонкозернистыми песками, с горизонтальной или полого-наклонной слоистостью (рис. 12, в) и, по-видимому, являются отложениями хвостовых частей осередковых островов. Сов-

ременные многочисленные острова и осередки имеют строение, сходное с вышеописанными телами.

Отложения старичных водоемов в пределах Бенгальской дельты встречаются довольно редко. Типичные старицы, сформировавшиеся из отмерших меандр, прослеживаются только в относительно небольшом районе северо-западной части дельты между городами Джессор и Куштия. В других районах, несмотря на большую извилистость рек (коэффициент меандрирования до 3), меандры фиксируются вследствие приливного воздействия. Здесь не наблюдается отмирание меандр и их превращение в старицы после прорыва шейки меандры.

Накопление старичного облика осадков происходит в довольно многочисленных поперечных протоках с очень слабым течением даже во время паводков. Часто они заносятся с одного или обоих концов и существуют в межень как застойные водоемы. Отложения отмерших поперечных проток обычно четко выделяются в разрезах пойм и представлены кроме супесей и суглинков также голубовато- и темно-серыми, часто гумусированными глинами и темными илами, иногда с небольшими линзочками тонкозернистых песков и прослойками торфа. По литологическому составу они напоминают отложения обширных озерных водоемов пойм. Однако, в отличие от них, отложения поперечных проток залегают в виде узких линейно вытянутых тел, имеющих в поперечном разрезе вытянутую линзовидную форму. Кроме того, для отложений поперечных проток характерны слои мелкозернистых песков с типичной слоистостью ряби течения.

В рукавах крупных дельт происходят обычные русловые процессы, однако выражены они обычно слабее, чем выше вершины дельты [19]. Крупные песчаные ленточные гряды, как правило, здесь более пологи и имеют вытянутые очертания. Их вертикальные размеры уменьшаются по направлению к морскому краю дельты. Как и выше по течению, деформации аккумулятивных форм носят ярко выраженный сезонный характер. При этом мелкие песчаные гряды в дельтовых рукавах в связи с большой изменчивостью скоростей течения по сезонам претерпевают более заметные изменения, чем выше дельты. Эти изменения увеличиваются по направлению к морю, где сказывается влияние не только приливов, но сгонов и нагонов. Так, в дельте р. Яны, по данным В. Н. Кортаева, выше зоны максимального нагона увеличиваются площади развития мелкозернистых песков, в зоне замедленного течения между границей максимального (50 км) и систематического нагона (28 км) резко уменьшается средневзвешенный диаметр наносов. Такое влияние нагонов привело к тому, что вблизи устья (на отрезке поселков Юедей — Маяу) в начале участка песчаные отложения приурочены к зоне максимальных глубин, а илы и алевриты тяготеют к прибрежному мелководью. В конце же участка все переуглубления русла выполнены иловатыми осадками, а отмели сложены алевритами и песками.

Дельтовый русловый процесс характеризуется ослаблением меандрирования и в связи с этим ограниченным развитием побочной фации. Прирусловые валы часто имеют широкое распространение и представляют собой достаточно крупные аккумулятивные образования. Так, М. М. Роговым и Я. Д. Никифоровым в дельте Амударьи описан случай, когда прирусловый вал повысился на 4 м за 17 лет. В дельте Миссисипи русловые фации современных и древних водотоков представлены крупными песчаными телами в толще более тонких дельтовых осадков. Они достигают в длину 13 км, в ширину 5—8 км и 70 м мощности. В дельте р. Или, по данным Р. Х. Хайдарова, высота прирусловых валов, покрытых древесиной и кустарниковой растительностью, колеблется от 2 до 5 м.

Среди многочисленных разрезов поймы Бенгальской дельты, обнажающихся в сложной системе русел и проток, можно наметить шесть основных типов, которые выделяются и в других дельтах. К первому типу относятся разрезы с обычным для равнинного аллювия соотношением фаций: внизу у уреза воды обнажаются косослоистые русловые пески, над ними залегают пойменные суглинки мощностью до 2,5 м. По сравнению с русловыми песками внеприливной зоны они значительно более мелкозернисты и наклон косой слоистости в них заметно уменьшается.

Второй тип также имеет двучленное строение с пойменными суглинками в верхней части и залегающими ниже мелкозернистыми тонко горизонтально-слоистыми хорошо сортированными песками с прослоями супесей и суглинков. Большую часть этих осадков можно отнести к пойменно-русловым отложениям, но в отдельных разрезах они очень сильно напоминают ленточную фацию пойменного аллювия приречной зоны поймы.

Третий тип разрезов имеет одночленное строение и представлен целиком от уреза воды до поверхности поймы мелко- и среднезернистыми косослоистыми русловыми песками, в которых достаточно широкое распространение получают отложения фаций прирусловой отмели, слабо развитые во внеприливной зоне.

К четвертому типу относятся разрезы пойменно-русловых отложений, представленные толщей чередующихся слоев горизонтально, реже косо- и волнисто-линзовидно-слоистых мелкозернистых серых песков и коричнево-бурых суглинков и супесей.

Пятый тип разрезов представлен глинами темными и голубовато-серыми, иногда с прослойками торфа мощностью до 40 см. Этот тип разрезов приурочен к обширным понижениям на пойме, как правило, заболоченным и большую часть года залитым водой. Глинистые, часто сильно гумусированные осадки можно отнести к фации постоянных и временных озерных водоемов поймы. Озера эти обычно довольно мелкие: их глубина в межень редко превышает 1,2 м. Однако в паводок уровень воды может подниматься до 4 м.

Шестой тип разрезов имеет двучленное строение, но в отличие от первого типа русловые косослоистые пески занимают здесь

верхнюю часть разреза, а внизу залегают горизонтально-слоистые суглинки и супеси пойменной фации.

В разрезах немногочисленных скважин, пробуренных в Бенгальской дельте вскрываются примерно те же отложения, которые обнажаются по берегам рек или в неглубоких карьерах. Так, скважина у Чандпур (северо-восточная часть Бенгальской дельты), достигающая глубины 142 м, вскрыла слои средне- и мелкозернистых песков, чередующихся со слоями темных глин, супесей и суглинков. В скважине у Барисал, где выделяется крупное новейшее поднятие, вскрываются в основном среднезернистые пески, и только в верхней части разреза появляются иловатые глины. В разрезах скважин, пробуренных в более южных частях Бенгальской дельты (Кульна, Чална, Даулатпур), уже преобладают пойменные отложения; темные иловатые глины и суглинки с прослоями торфа до 2—3 м мощности. Русловые пески представлены здесь только мелкими разностями.

Кроме аллювиальных, для дельт характерны также и озерные среды осадконакопления. Отложения фации дельтовых озер отражают условия формирования ложа водоемов, степень проточности и характер связи водоема с рекой и морем, особенности биологического режима и т. п. Примером могут служить остаточные озера приморской части дельты р. Кубани. Преобладающую часть дна этих озер занимают глинистые и песчанистые илы. Иловатые пески распространены главным образом в относительно крупных озерах вблизи берегов, где активно проявляется разрушающая деятельность ветрового волнения. Озерные отложения представлены преимущественно терригенным материалом в интенсивно заиляющихся водоемах с преобладающим влиянием речных вод, имеющих непосредственную связь с морем. Для центральных частей таких дельтовых озер характерны тонкие глинистые илы, оконтуривающиеся более грубыми илами, которые ближе к берегам переходят в песчанистые илы. Усиленное зарастание берегов в связи с уменьшением проточности и при слабом водообмене с морем приводит к увеличению содержания в грунтах органического вещества и тонкодисперсного материала (продукта распада плавневой растительности), который не успевает окисляться и насыщается сероводородом.

В озерах с преобладающим влиянием подтока морских вод происходит периодическая промывка донных отложений морскими водами. Здесь в формировании отложений большую роль играет биогенный фактор и значительное распространение получают ракушечники, нарушающие отмеченную выше зональность в распределении озерных осадков. Однако если при подтоке морских вод происходит и приток речных вод с взвешенными наносами, то в озерных отложениях преобладает терригенный материал, а количество ракушечного детрита обычно не превышает 50 %. При малом притоке речных вод озерные отложения в основном уже представлены ракушечниками с небольшой примесью ила.

Остаточные озера, расположенные в глубине дельты, вдали от

моря, и лишённые притока речных вод, в большинстве случаев находятся в фазе отмирания и интенсивно зарастают. Их донные отложения в основном представлены ракушечными илами с большим содержанием мелкозернистого органического вещества и включениями растительных остатков.

Характер осадконакопления в дельтовых озерах существенно меняется во времени в зависимости от сезонных и многолетних колебаний речного стока, влияния приливов и нагонов, а также волнового воздействия. Так, увеличение речного стока вызывает заиливание озерных осадков и отмирание ракушечников. При уменьшении речного стока в озерах, связанных с морем, происходит усиление воздействия морских вод, что способствует развитию ракушечников. В озерах расположенных у морского края дельты формированию биогенных ракушечных отложений благоприятствует также подток соленых морских вод во время приливов и длительных нагонов.

Озерные фации имеют достаточно широкое распространение в дельтовых отложениях и характеризуются рядом специфических особенностей. Во влажном, особенно тропическом климате в озерах часто происходит накопление торфа, а в аридных областях красноцветных соленосных отложений, нередко фациально переходящих в эоловые.

Отложения паводковых дельтовых разливов представлены суглинками и алевролитами с тонкой горизонтальной слоистостью. В начале паводка обычно отлагается слой алевролитов, а на спаде тонкие суглинки. В этих отложениях наблюдается повышенное содержание органических остатков, часто в виде мелких обломков стеблей трав. Господство окислительного режима при их формировании ведет к преобладанию бурых и палево-бурых тонов окраски. Большое значение в накоплении осадков дельтовых разливов играет растительность, которая может оказывать сильное тормозящее воздействие на внеусловый поток. Поэтому основное осадконакопление происходит в местах проникновения паводковых струй в тростниковые заросли.

Вертикальное нарастание дна в районах интенсивного устьевого удлинения может достигать нескольких метров в год. Так, в дельте Дуная оно колеблется от 3 до 5 м/год, а в дельте Амударьи от 5 до 7 м/год.

Выдвижению Килийской дельты Дуная, как правило, предшествует обмеление дна взморья, которое особенно значительно после высоких паводков. Во время сильных паводков сток наносов резко возрастает, но вследствие растекания вод наносы отлагаются на обширном заросшем осокой и тростником мелководье.

С удалением от моря темпы вертикального роста дельты убывают. Наиболее интенсивно нарастают приусловые валы, а в межукавных пространствах аккумуляция наносов происходит со значительно меньшей скоростью.

Скорость нарастания поверхности дельты зависит от величины стока воды, определяющей заиливание дельты и стока наносов. Про-

странственная изменчивость величины вертикального нарастания дельты зависит от стадии развития, в которой находится вся дельта или ее отдельные части. В русловую стадию речной сток сконцентрирован в ограниченном количестве дельтовых водотоков, и основная часть наносов (до 80—90 %) выносится в море. Вдоль активных рукавов быстро наращиваются прирусловые валы. В озёрную стадию наблюдается максимальное растекание вод по пространству дельты: на ее поверхности остается до 60 % речных наносов. Этой стадии соответствует наибольшая скорость нарастания поверхности внутренних частей дельты.

Таким образом, чем больше количество наносов, выносимых рекой, тем интенсивнее русловые процессы в ее дельте. Вынос наносов приводит к устьевому удлинению, уменьшению уклонов реки по сравнению с уклонами местности, поднятию русла над окружающей местностью, прорыву вод через прирусловые валы и перемене направления водотока. Вследствие этого происходит перемещение активной области дельтообразования из одного района в другой, а также поднятие дельтовой равнины и неравномерное выдвигание дельты в водоем.

По мере роста дельты прорывы происходят и внутри нее. При этом затопляется более низкая территория и создается озерно-плавневая зона как резервуар для накопления наносов. В ней формируется гидрографическая сеть многорукавной внутренней дельты. Затем большая часть русел заносится: сток сосредотачивается в одном рукаве. Наносы вновь удаляются в приемный водоем, где они формируют устьевой бар и новое устьевое удлинение в другом районе дельты. Поэтому, как справедливо отмечает В. В. Егоров, серии современных дельтовых осадков отличаются по возрасту в основном по простирацию и в меньшей степени по вертикали. Отложения дельт различного возраста в большинстве случаев приклонены друг к другу.

В пределах устьевого участка реки, или собственно дельты, основное осадконакопление происходит в процессе возникновения, развития и отмирания отдельных рукавов и целых систем рукавов, по которым осуществляется сток речных наносов. В дельтовых водотоках формируются разнообразные фации руслового аллювия (аккумулятивных гряд, плёсов, кос, побочней и т. д.), а при переливах их вод на пойму во время паводков — пойменные фации (прирусловых валов, пойменных разливов, отмерших протоков и т. д.). Условия формирования аллювия в дельтовых водотоках существенно меняются в зависимости от стадии их развития. Кроме русловых и пойменных, в дельтах достаточно широко развиты и озерные условия осадконакопления в озерах различного происхождения и питания. Воздействие колебаний уровня приемного водоема отражается в формировании специфической фации приливного подпора или галоклина, а также в общем уменьшении крупности обломочного материала на приливных участках дельты. Только на морском крае дельты при активных волновых процессах могут формироваться фации пляжей, маршей (в приливных

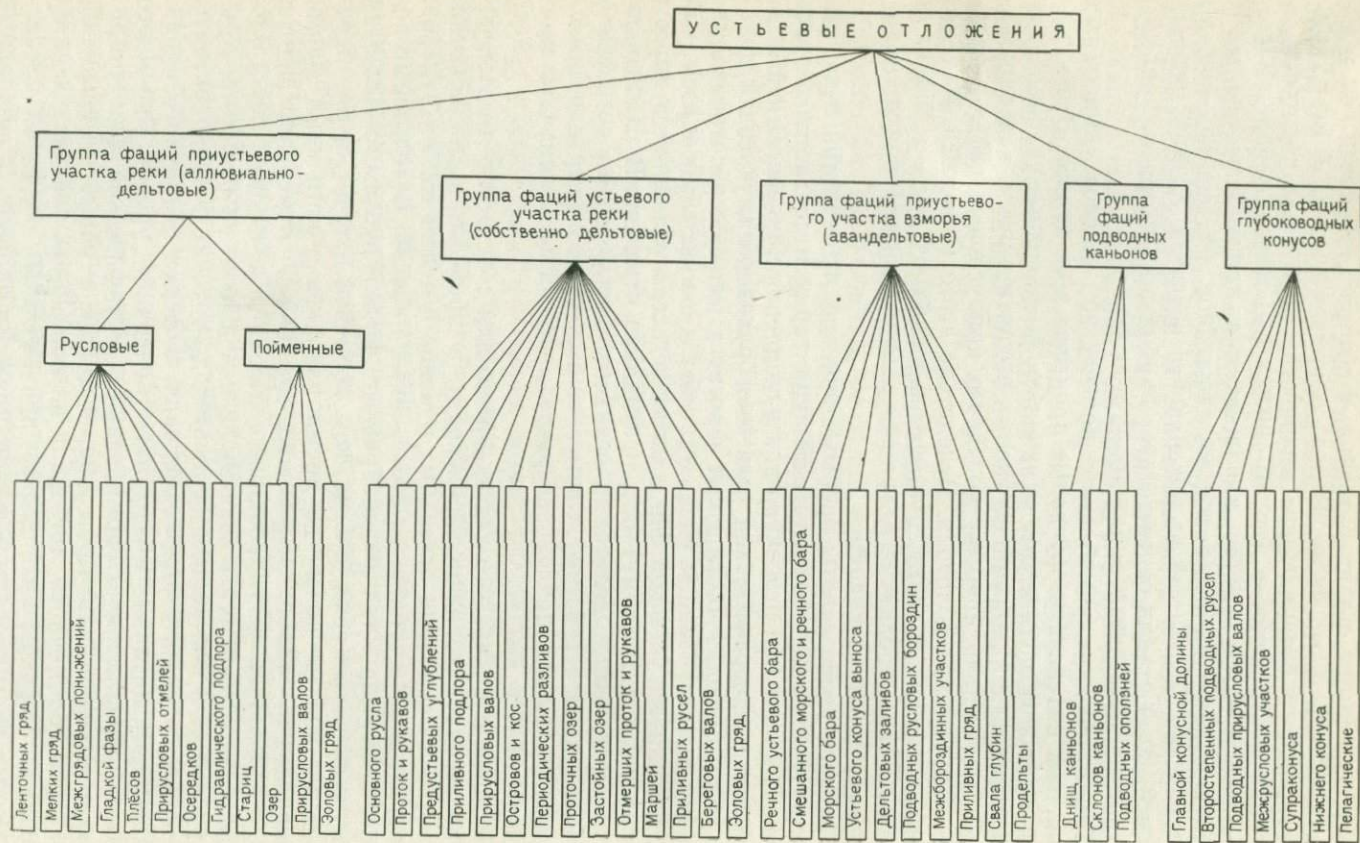


Рис. 13. Классификация устьевых отложений

дельтах), вдольбереговых валов и т. д. Все отмеченные выше фации дельтовых отложений (рис. 13) находятся в сложных сочетаниях друг с другом.

Основные рельефообразующие процессы и обстановки осадконакопления предустьевого взморья (авандельты)

Предустьевое взморье является зоной, где заканчивается переход гидрологического режима реки в гидродинамический режим приемного бассейна. Здесь происходит отложение основной массы речных наносов, образующих специфические аккумулятивные формы. В пределах предустьевого взморья отмечаются наибольшие пространственно-временные изменения всех гидролого-гидрохимических характеристик, которые здесь на два-три порядка больше, чем в прилегающих участках моря. В зависимости от глубин и рельефа Н. А. Скриптунов [27] выделяет два типа взморья: приглубое и мелкое с двумя подтипами — со свалом глубин и с равномерно увеличивающимися глубинами. По конфигурации береговой линии им также выделяются два типа взморья: открытое и закрытое, с ограниченным или свободным водообменом с морем (рис. 14). Для предустьевого взморья характерны свои черты динамики вод и специфические особенности других гидрологических процессов, влияющих на формирование рельефа и отложение наносов. На открытом и закрытом взморье со свободным водообменом преобладают морские процессы, а на взморье закрытого типа с ограниченным водообменом гидрологический режим мало связан с динамикой вод моря и в основном определяется стоком реки.

Большую роль на преобладание морских или речных факторов в формировании дельт играет уклон дна взморья. На приглубом

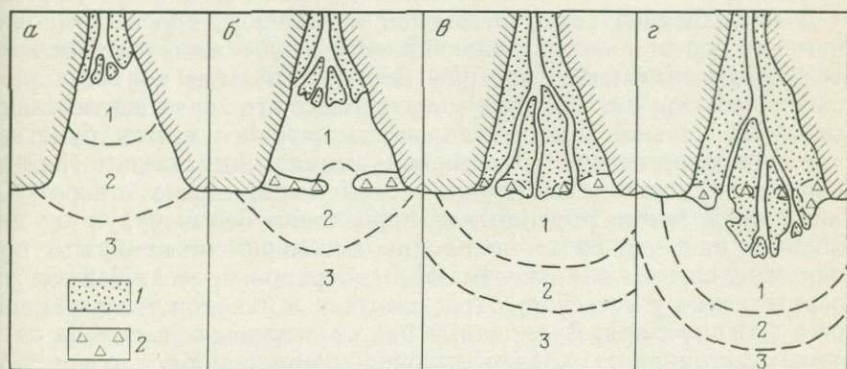


Рис. 14. Типы предустьевого взморья реки в зависимости от конфигурации береговой линии. По Н. А. Скриптунову [27]

а — закрытое со свободным водообменом с морем; *б* — закрытое с ограниченным водообменом с морем; *в* — открытое с выровненным морским краем дельты; *г* — открытое с выдвинутым морским краем дельты. 1 — зона транзита речных вод; 2 — зона смешения речных вод с морскими; 3 — предустьевое пространство моря. Отложения: 1 — речные, 2 — морские

взморье преобладают морские факторы (волнения, течения), под воздействием которых обычно происходят выравнивание морского края дельты и вынос значительной части аллювиального материала за пределы устьевой области. На отмелем взморье решающую роль играют речные факторы, формирующие «русловой» сильно расчлененный рельеф морского края дельты.

При растекании речной струи на взморье почти всегда имеет место плотностная стратификация, так как речная вода, даже при максимальном насыщении наносами, практически во всех случаях легче морской воды. Большое расхождение в плотности между речными потоками и морской водой приемного бассейна является причиной того, что менее плотная речная вода проникает в море по соленой воде и образует боковые разводья.

На предустьевых взморьях скопление пресной воды над соленой может приводить при относительно малой разности скоростей вместо непрерывной стратификации плотности к образованию поверхности контактного разрыва (поверхность раздела двух слоев с разной плотностью). Наряду с волнами на свободной поверхности контактного разрыва возможно образование внутренних волн с большими амплитудами, способных перемещать осадочный материал.

Речная струя, выходящая на взморье, при определенных условиях может создавать «моловый эффект» вдольберегового перемещения наносов под воздействием морских факторов. В этом случае поступательная скорость речной струи, наподобие портового мола, разрывает сплошность вдольберегового потока наносов. В результате происходит частичная аккумуляция по ту сторону речной струи, откуда поступают пляжеобразующие наносы с вдольбереговыми, и частично отжим потока наносов в море на большие глубины.

В струе речной воды, вышедшей на взморье, происходит одновременно перенос частиц дальше в море и их осаждение. После пересечения выпадающей частицы наносов границы контакта пресной речной струи и морской воды происходит почти вертикальное выпадение частиц. Поэтому дальность переноса частиц будет зависеть от пересечения траекторией выпадающих частиц границы раздела двух сред. Выпадение частиц начинается в створе бара или в поперечном сечении, где происходит отрыв струи от дна. Крупные наносы, влекаемые по дну или перемещающиеся в придонном слое, по данным В. И. Виноградовой, осаждаются непосредственно у устьевого бара, вызывая в паводок его перемещение в сторону моря. Взвешенные наносы переносятся еще на некоторое расстояние от устьевого бара в сторону моря, где они формируют проделю.

В пределах устьевого взморья наиболее интенсивная аккумуляция наносов, в особенности донных, происходит при устьевом удлинении русел рукавов, сопровождающимся формированием устьевых баров. Устьевой бар — это сложное аккумулятивное образование, формирующееся при взаимодействии вод реки и моря. Основной

причиной его образования является резкое уменьшение скорости течения речного потока вследствие растекания при выходе его на взморье. Изменение гидравлической структуры потока и характера движения влекомых наносов приводит к тому, что донная подвижная аккумулятивная форма переходит в менее подвижную и более распластанную гряду-отмель, отражающую структурную форму перемещения влекомых наносов речного потока на конечном этапе их руслового движения. Рост этой отмели, являющейся основой устьевых размеров, происходит до тех пор, пока она не достигнет оптимальных размеров, при которых новая гидравлическая структура потока будет обеспечивать дальнейший транзит наносов. Формирование устьевого бара в первую очередь зависит от динамики речной струи на предустьевом

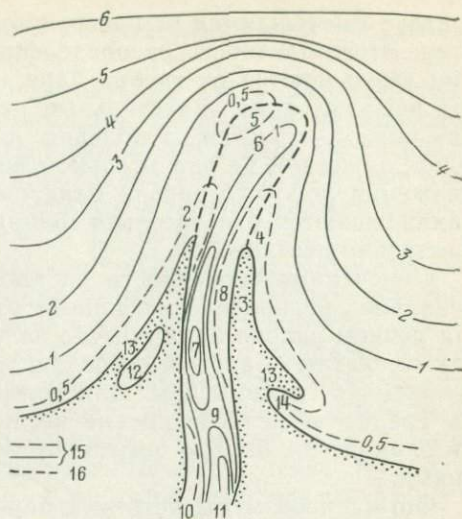


Рис. 15. Схематический план устьевого бара. По В. Н. Михайлову [19]

1 — левая устьевая коса; 2 — ее подводная часть; 3 — правая устьевая коса; 4 — ее подводная часть; 5 — подводный баровый осередок; 6 — баровая ложбина; 7 — левобережная плёсовая ложбина в русле; 8 — правобережный побочень; 9 — перекат; 10 — левобережный побочень; 11 — правобережная плёсовая ложбина; 12 — изолированная от моря лагуна; 13 — морская коса (береговой бар); 14 — полуизолированная лагуна; 15 — изобаты; 16 — гребень бара

взморье, так как транспортировка и отложение наносов, из которых он образуется, находятся в строгом соответствии с распределением скоростей и глубин в растекающейся струе.

По данным В. Н. Михайлова [19], среди основных морфологических элементов бара выделяются (рис. 15): 1) устьевые песчаные косы, которые можно рассматривать как элементы начальной фазы формирования прирусловых валов в ходе устьевого удлинения русла; 2) баровый осередок — наиболее повышенная центральная часть баровой отмели, как правило, отделенная от устьевых кос стоковыми ложбинами; 3) стоковая ложбина, где проходит стержневая часть струи потока (фактически подводного продолжения речного русла).

В продольном разрезе устьевой бар представляет собой аккумулятивную гряду с крутым лобовым откосом, постепенно перемещающимся в сторону моря.

В процессе развития бара при установившемся режиме речного потока профиль дна на участке до гребня бара стремится к равновесной форме, при которой мог бы осуществляться транзит наносов от устьевого створа до гребня бара, где происходит отрыв струи от дна. За гребнем бара (в сторону моря) скорости течения

в струе уменьшаются от поверхности к ее нижней границе. Вследствие этого плотность распределения и крупность оседающих частиц уменьшаются от гребня бара в сторону моря. Мелкие частицы разносятся на значительные расстояния от гребня бара. Так как они осаждаются на больших площадях, слой их относительно тонок даже при их значительном общем содержании. По мере продвижения лобового склона бара на слой тонкозернистых осадков накладываются относительно мощные слои более грубых, преимущественно песчаных.

Отмеченные особенности растекания речной струи вызывают зональное распределение донных отложений на устьевых барах. На речном склоне бара обычно залегают русловые пески, которые также слагают баровый осередок, гребень бара и простираются за гребнем до глубины 3 м. Для устьевых баров наиболее характерны средне- и мелкозернистые пески, часто пылеватые. В стороны от бара пески быстро замещаются тонкими иловатыми отложениями.

Форма и размеры устьевых баров, по данным Райта и других исследователей, зависят от трех главных сил, действующих в речной струе, втекающей в водоем, — инерции, трения и подъемной силы, или плавучести. Если не принимать во внимание воздействие приливов и волнения, которое бывает весьма значительным, то режим речной струи на взморье, а следовательно и аккумуляция наносов, будет зависеть от относительного преобладания какой-либо одной из выше перечисленных сил. Втекание потока в приемный бассейн при преобладании сил инерции характеризуется полным турбулентным перемешиванием вод в струе, малыми углами расширения струи, а также сильным гашением скоростей течения как в поперечном, так и продольном направлениях. В таких гидродинамических условиях образуется узкий устьевой бар овальной формы. Малые углы расширения втекающей струи ограничивают боковое перемещение наносов, и они отлагаются в узкой зоне непосредственно за устьем. Более грубые наносы отлагаются в тыловой части бара, обращенной в сторону устья потока, где отмечаются максимальные скорости течения.

В природных условиях устьевые бары такого типа встречаются достаточно редко и обычно только в начальной стадии устьевого удлинения. Это связано с тем, что отложение речных наносов в сторону от устья приводит к уменьшению глубин на предустьевом взморье, что вызывает относительное увеличение влияния силы трения. Вследствие этого происходит еще более быстрое уменьшение скорости течения и расширение струи на взморье. В такой гидродинамической обстановке формируется центральный бар треугольной формы и возникает бифуркация потока. Дно русла очень резко поднимается к гребню бара, который бывает приурочен к верховому окончанию баровой отмели, ориентированному к устью и обычно находящемуся от него на коротком расстоянии. Грубые влекомые наносы аккумулируются на гребне бара и вдоль его краев в виде подводных приурословых валов. Тонкий материал

накапливается в более спокойной гидродинамической обстановке средней части баровой отмели.

Устьевые бары второго типа характерны для устьев рек с высокими скоростями течения, выносящих на пологое мелководное взморье большое количество влекомых наносов хотя бы во время паводков. Развитие устья с формированием баров такого типа приводит к образованию сложной дельты с многочисленными разветвляющимися руслами, осередками и островами.

Мелкие речные наносы, невысокие приливы и большие глубины потока благоприятны для возникновения на устьевых участках сильной плотностной стратификации вод. Вследствие этого усиливается эффект выталкивающей силы в струе, как правило, только в отдельные сезоны. В таких гидродинамических условиях формируются достаточно узкий устьевой бар, разделенный ложбинами, и продольные протоки с параллельными берегами. Эти условия характеризуются тем, что пресные речные воды текут по более плотной соленой морской воде. Для этого необходимы расходы пресных вод, превышающие приливной клин, но не настолько, чтобы полностью вытеснить морские воды из нижних частей русла. Для стратифицированного потока такого типа характерны сходящиеся донные течения, которые вызывают формирование подводных прирусловых валов. В процессе устьевого удлинения эти валы не имеют тенденции к расхождению или отклонению. В результате образуются прямые, пальцеобразные дельтовые рукава (рис. 16), редко испытывающие бифуркацию. Типичными примерами являются главные рукава Миссисипи.

Как показали исследования Л. Райта [50], на расстоянии 4—5 значений ширины русла ниже устья в сторону моря располагается участок, в пределах которого число Фруда, характеризующее кинетичность потока, достигает максимальных значений. Вследствие этого в потоке образуются внутренние волны, вызывающие вертикальное смещение соленых и морских вод. Это приводит к быстрому уменьшению скоростей течения и отложению грубых влекомых наносов на гребне устьевого бара. Еще далее в сторону моря поток расширяется, течение его еще больше замедляется, и он уже транспортирует только наносы алевритовой и глинистой фракций, которые отлагаются в периферической части бара и на продельте. Во время паводка граница раздела соленых и пресных вод смещается в сторону моря и обычно располагается в фронтальной части бара, непосредственно за его гребнем. Благодаря этому влекомые наносы интенсивно поступают на бар и наращивают его по высоте и по площади.

В случае явного преобладания морских факторов над речными строение устьевого бара может существенно отличаться от описанного. Основное отличие заключается в том, что в этом случае бар как аккумулятивное образование становится непостоянным. Во время речного паводка он находится в стадии роста, а по окончании половодья переходит в стадию разрушения. Черты,

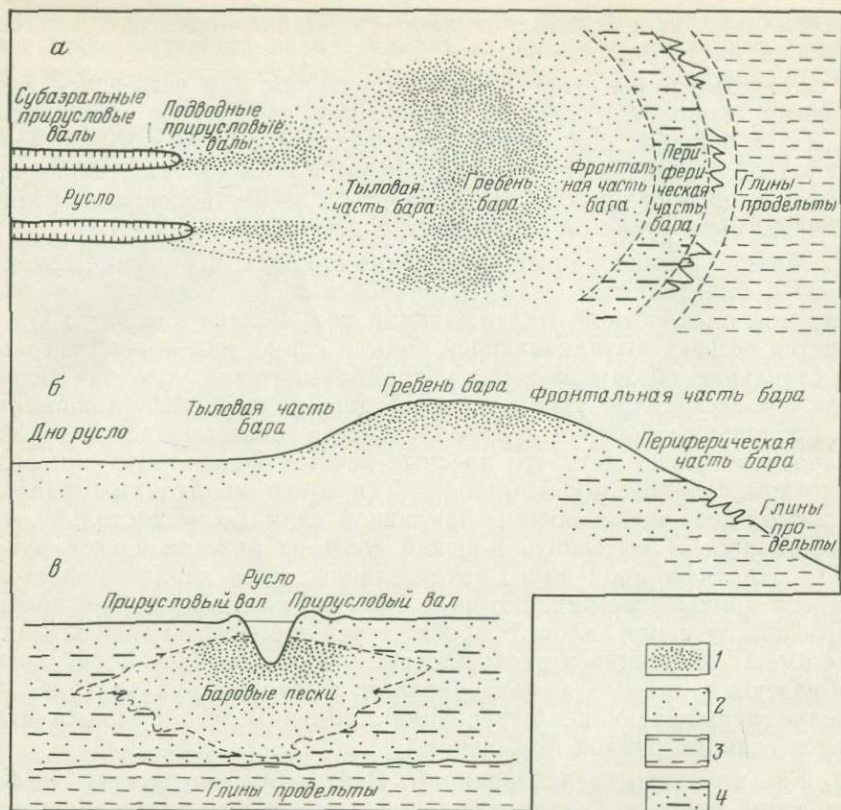


Рис. 16. Формирование бара в устье рукава. По Л. Райту [50]

a — план; *б* — продольный профиль; *в* — упрощенный поперечный разрез. Отложения: 1 — грубозернистые пески; 2 — тонкозернистые пески; 3 — алевриты и глины; 4 — переслаивание песков и алевритов

свойственные устьевому бару, утрачиваются и формируются особенности, характерные для морского волноприбойного вала.

Проведенное В. В. Ромашиным исследование устьевых баров р. Лиелупе, подверженного значительному волновому воздействию, показало, что его развитие под суммарным влиянием речного потока и разрушающей активности волнения представляет собой единый сложный процесс, в котором отдельные явления неразрывно взаимосвязаны. Оба фактора одновременно действуют в противоположных направлениях, в каждый момент времени с неодинаковой силой. В зависимости от преобладания на каком-то отрезке времени одного из них происходит преимущественное изменение бара в одном определенном направлении. При этом между формирующей деятельностью реки и разрушающим противодействием моря существует диалектическое единство, так как чем больше вынос русловых наносов на устьевую бар, тем вероятнее возник-

новение на нем мелких банок, подверженных действию морского волнения. Влияние волнения на речной поток прежде всего вызывает быстрое уменьшение скоростей течения, а следовательно и транспортирующей способности, на коротком расстоянии от устья. Волнение способствует быстрому смешению соленых и пресных вод, что затрудняет образование плотностной стратификации и резко уменьшает роль выталкивающей силы. В меженьный период смешение морских и речных вод может происходить внутри устья, а во время паводков соленые воды, как правило, вытесняются из русла, и зона смешения располагается уже на взморье, но обычно на коротком расстоянии от устья.

Резкое замедление скоростей течения вызывает быстрое отложение наносов. Гребень серповидного речного устьевых бара формируется на коротких расстояниях от устья. По краям потока вследствие больших градиентов скоростей происходит отложение влекомых наносов, которые формируют подводные прирусловые валы в виде широких отмелей. Одновременно с первоначальным отложением влекомых наносов на образующихся мелководьях под воздействием волнения формируются морские бары (рис. 17, а),

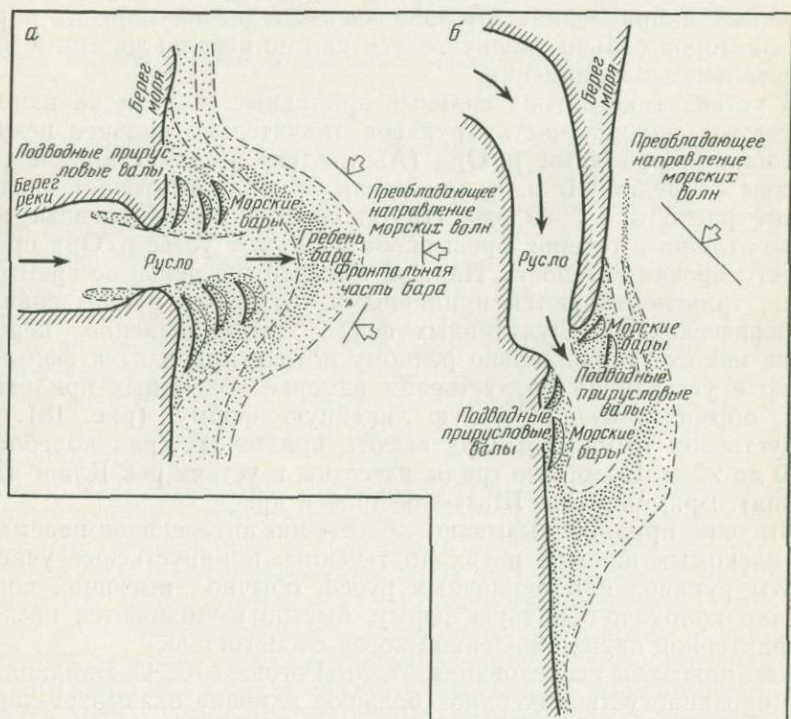


Рис. 17. Различные типы устьевых баров, подверженных значительному волновому воздействию. По Л. Райту [50]

которые мигрируют к береговой линии, накладываясь на подводные прирусловые валы.

Возвращение наносов обратно к берегу вызывает сужение речного устья до того момента, когда поток становится достаточно сосредоточенным, чтобы поддерживать выход речных вод в море. При сильном волновом воздействии и сезонном характере стока устья на какое-то время могут быть полностью блокированы.

Когда волны подходят к речному устью под острым углом (рис. 17, б) в нем развиваются те же самые процессы. Однако возникающие в таких условиях перемещения наносов вдоль побережья приводят к значительному боковому смещению устьев. Ярким примером такого типа устьев является р. Сенегал (Африка), а также ряд других рек.

Весьма своеобразные устьевые бары образуются в дельтах, подвергающихся воздействию высоких приливов, которые приводят к существенным изменениям гидродинамической обстановки. В основном они сводятся к следующему: 1) смещение вод приливами уменьшает плотностную стратификацию, что ослабляет эффект выталкивающей силы; 2) для отдельных сезонов приливы играют большую роль в перемещении наносов на взморье по сравнению с рекой, что вызывает транспортировку осадков в двух противоположных направлениях; 3) зона взаимодействия морских и речных факторов сильно увеличивается как по вертикали, так и в горизонтальном направлении.

В устьях такого типа сильные приливные течения на взморье и в самых нижних частях рукавов значительно сильнее речных. Так, например, в устье р. Орд (Австралия) весенние приливы достигают в среднем 6 м, и приливная призма превышает средние речные расходы в 3000 раз. Противоположно направленные приливо-отливные течения превышают 3 м/с, и в устье р. Орд преобладает морская соленость. Наносы, приносимые рекой во время паводка, транспортируются приливыми течениями с образованием специфических аккумулятивных форм. Двухнаправленное перемещение наносов параллельно речному потоку приводит к формированию в устье и на предустьевом взморье подводных приливных гряд, обычно имеющих узкую линейную форму (рис. 18). На предустьевом взморье р. Орд высота приливных гряд колеблется от 10 до 22 м. Подобные гряды известны в устьях рек Кланг (Малайзия), Брахмапутры, Шатт-эль-Араб и др.

Высокие приливы вызывают достаточно интенсивное перемещение влекомых наносов вверх по течению, и приустьевые участки дельты рукавов или одиночных русел, обычно имеющих воронко- или колоколообразную форму, быстро выполняются песками с характерной двухнаправленной косой слоистостью.

Как показали исследования М. М. Рогова и С. С. Байдина, на формирование устьевых баров большое влияние оказывает характер взморья. Если оно очень мелководное и глубины на нем равны или меньше, чем на приустьевом участке реки, то у места впадения речного потока в приемный бассейн на взморье образуется об-

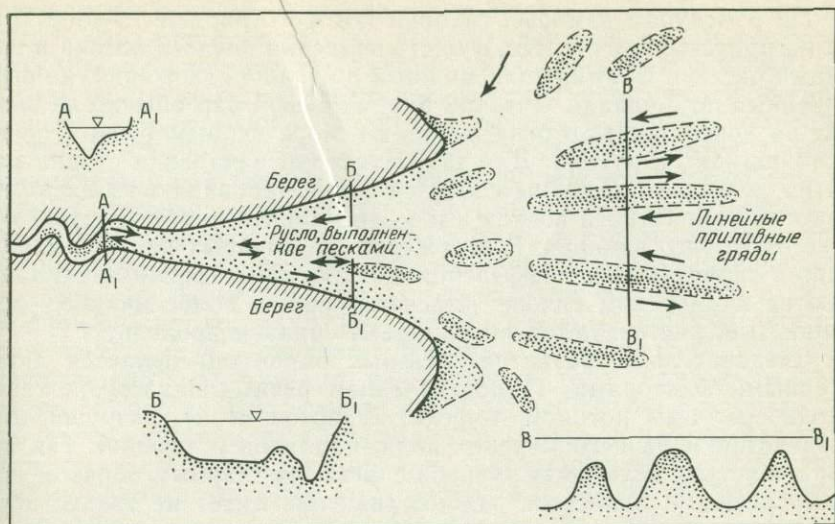


Рис. 18. Строение устьевого бара с преобладанием приливных процессов. По Л. Райту [50]

Стрелками показаны направления приливо-отливных течений

ширная баровая отмель с расчлененным рельефом. Сток речных вод на отмелом взморье происходит не только по баровым отмелям, но и по подводным бороздинам, в которых течение имеет характер сосредоточенного, постепенно затухающего потока. Это течение хорошо выражено на сравнительно большом (несколько километров) расстоянии от места впадения реки.

Баровая отмель обычно быстро выходит на поверхность и закрепляется растительностью. Стоковые баровые ложбины вскоре преобразуются в русловые бороздины, что приводит к образованию много рукавного устья. В этом случае морской край дельты широким фронтом выдвигается в море, и баровые отложения имеют небольшие мощности.

На приглубом взморье стоковое течение четко прослеживается только в районах непосредственного впадения крупных рукавов в море. За гребнем бара в зоне свала глубин речной поток отрывается от дна, и пресные речные воды, подстилаемые более плотной морской водой, растекаются по поверхности взморья. Скорость течения обычно не превышает нескольких сантиметров в секунду. В районах взморья между рукавами дельты стоковое течение вне подводных бороздин практически отсутствует, а влияние реки сказывается только в опреснении поверхностных вод, на узкой вдольбереговой полосе. В целом для приглубого взморья характерен резкий переход от речных условий к морским, а на отмелом взморье он происходит постепенно.

На приглубом взморье, глубина которого больше глубины русла на приустьевом участке, в месте впадения речного потока в приемный бассейн формируется мощный по толще отложений, но ограниченный по площади устьевой бар. Устьевой бар обычно не выходит на поверхность, и река впадает в море единым руслом, редко дробящимся на рукава. Для таких условий начальная стадия развития дельтовой равнины сводится к формированию из влекомых наносов компактного конуса выноса на прилегающем к устью участке открытого взморья. В отложении взвешенных наносов наблюдается значительная дифференциация: крупные фракции откладываются на морском склоне устьевого бара, а более мелкие, часто глинистые, рассеиваются по взморью, образуя продельту.

Следовательно, развитие устьевых баров определяется двумя главными факторами: 1) поступлением речных наносов, а также вдольбереговым потоком морских наносов и 2) разрушающим воздействием на него морских волн, приливов и течений. Так как бары в устьях дельтовых рукавов слагаются главным образом донными речными наносами, важное значение имеет не только абсолютная величина стока наносов, но и доля, приходящаяся на влекомые наносы. Чем больше сток донных наносов, тем больше при прочих равных условиях размеры бара и интенсивность его выдвижения в море. Мощность вдольберегового потока наносов в меньшей степени влияет на размеры бара и скорость его выдвижения. Разрушающее воздействие волн и течений приводит к уменьшению объема бара и интенсивности его выдвижения. Однако, уменьшая объем и длину бара, волнение часто приводит к его расширению. Важным фактором является также глубина взморья. Чем глубже взморье, тем меньше размеры и интенсивность выдвижения. Глубина взморья косвенно влияет и на объем бара, так как разрушающая роль волнения на приглубом взморье больше. Речные и морские наносы, поступающие на бар, распределены в несущих потоках неравномерно и перемещаются в виде аккумулятивных форм разного размера. Поэтому развитие отдельных частей бара, на которые эти наносы поступают, также неравномерно. Все это определяет сложность строения и изменчивость морфологии бара. Воздействие волн, приливов, а также морских и речных течений еще больше усложняют строение бара. Влияние коагуляции мелких взвешенных наносов при смешении речных и морских вод на формирование бара невелико, но может сказываться на отложении илистых осадков на дне взморья.

В глубоких рукавах на формирование баров оказывает влияние галоклин, который служит барьером для влекомых наносов и, как уже отмечалось выше, может привести к формированию специфической фации приливного подпора.

В зависимости от сочетания морских и речных процессов в формировании устьевых баров можно выделить несколько типов. Крайними типами являются бары, созданные под воздействием только речных или только морских факторов. В первом случае формируется аккумулятивный язык речных наносов, параллельный потоку и

нормальный к общему направлению береговой линии. Во втором случае образуется барьер из морских наносов, отгораживающий устье от моря и представляющий собой типичный морской бар. Между этими крайними типами имеются и многочисленные переходные с различными сочетаниями речных и морских факторов.

Таким образом, речные устьевые бары формируются в гидродинамической обстановке растекания пресных речных вод при выходе на взморье, характеризующейся значительным и резким замедлением стоковых течений. Это приводит к первому существенному отложению выносимых реками наносов и формированию фации устьевых баров. Так как устьевые бары образуются главным образом за счет аккумуляции влекомых речных наносов, они слагаются песками и алевритами различных размерностей, служащих прекрасными коллекторами для нефти и газа. Глубокие разности песков обычно слагают речной склон и гребень бара, а более тонкие пески их окаймляют. На морском склоне устьевого бара участки развития песков, как правило, оконтуриваются сравнительно узкими зонами илистых тонкозернистых песков и песчанистых илов.

Объем песчаных наносов, аккумулирующихся на баре, достигает весьма больших величин. Так, например, на баре р. Яны, находящемся в стабильном состоянии и не испытывавшем за последние 50 лет заметного приращения, объем аккумуляции после весеннего паводка по подсчетам В. Н. Коротаяева может составить около 6 млн. м³.

Устьевые бары крупных рукавов Килийской дельты Дуная (Прорвы, Потаповского и Старо-Стамбульского) выдвигаются далеко в море на 4—5 км. Они резко обрываются в сторону моря и имеют довольно крутой подводный склон. Гребень бара Старо-Стамбульского рукава слагается мелкозернистыми песками, а подводный склон, обращенный к морю — пылеватыми песками и песчанистым илом. На глубинах до 25 м залегают илистые отложения продельты, которые далее в море сменяются типичными шельфовыми отложениями — мидиевыми ракушняками.

Скорость выдвигания устьевых баров рукавов Дунайской дельты достигает 50—100 м/год.

В дельте Амударьи, по данным Ю. П. Судаковой, гребни устьевых баров с глубинами воды менее 1 м слагаются темно-серыми, хорошо сортированными песками с преобладающим размером частиц 0,25—0,1 мм. По составу пески преимущественно кварцевые со значительным содержанием темноцветных минералов и слюды. Встречаются отдельные комковатые формы, карбонатные новообразования, достигающие 0,5 мм в диаметре. С увеличением глубин до 5 м на крутых внешних склонах устьевых баров развиты уже хорошо сортированные алевритистые пески, местами со следами заиления. Значительное содержание темноцветных минералов придает им коричневатую и темно-серую окраску.

В дельте р. Яны баровые ложбины, где концентрируется основной сток и прослеживаются максимальные скорости течения,

в большей части выстилаются мелкоалевритовыми илами. Осередки и крылья, представляющие более мелководные участки бара, сложены тонкими песками и крупнозернистыми алевритами хорошей сортированности. Илы обычно затягиваются языками по баровым ложбинам и затем разделяются участками крупнозернистых алевритов на отдельные пятна. В устьях подводных ложбин отмечается локальное укрупнение наносов. На баровом осередке прослеживается постепенное уменьшение наносов от тонкого песка до илов, которые начинаются с глубины 1,5 м и выстилают дно Янского залива.

Мористее устьевых баров располагается зона интенсивного смешения пресных речных и соленых морских вод, часто совпадающая на открытом устьевом взморье со свалом глубин. Последний является границей распространения влекомых наносов в виде аккумулятивных форм и обычно слагается пестрыми отложениями, отражающими сезонные колебания стока. В зоне смешения пресных и соленых вод происходит коагуляция и накопление тонких взвешенных наносов. Часть субколлоидных взвесей и коллоидов может проходить зону смешения вод транзитом и выноситься за пределы предустьевого взморья. С. С. Байдин отмечает, что чем приглубе взморье, тем ближе зона интенсивного смешения пресных и соленых вод к золе схождения стоковых и ветровых течений и к устьевому бару.

Морской устьевой бар формируется в гидродинамической зоне, где русловое стоковое течение переходит в пространственное, и в поступательное движение на каком-то участке взморья вовлекается вся водная масса. В месте схождения стоковых и ветровых течений происходит уменьшение их скоростей и отложения наносов. Морской устьевой бар, так же как и речной, в основном слагается песчаными отложениями, но в нем наряду с аллювиальной может прослеживаться и морская слоистость.

На предустьевом взморье речной поток разделяется на отдельные струи, между которыми создаются зоны завихрения, где накапливаются только тонкие осадки. Впоследствии на этих местах могут формироваться центральные части дельтовых островов. По данным В. В. Егорова, весь разрез районов предустьевого взморья между бороздинами представлен на р. Амударье однородными суглинками с мелкой, слабо выраженной слоистостью. Разделяются они отложениями русловых подводных бороздин, где преобладают супеси и пески.

На предустьевом взморье распределение течений, играющих основную роль в образовании наносов, имеет сложный характер и существенно отличается по временам года. В период половодья на направление течений наибольшее влияние оказывает речной сток, и в это время преобладают сточные течения, направленные в море. В межень направление течений определяется уже главным образом режимом ветров.

В пределах предустьевого взморья происходит довольно быстрое уменьшение скорости стокового течения вследствие его подпо-

ра морскими водами, что вызывает осаждение наиболее крупной, в основном алевритовой части взвешенных наносов. Самая тонкая пелитовая и в особенности коллоидная составляющие речных наносов могут осаждаться под влиянием процесса коагуляции. Даже в период половодья, с максимальными расходами наносов, бурная коагуляция происходит только в начале процесса смешения речных и морских вод. По мере разбавления пресных речных вод морскими мутность смешанных вод понижается и коагуляция затухает. Вследствие этого значительная часть субколлоидных взвесей и коллоидов может проходить зону смешения вод транзитом и выноситься в море.

Мористее зоны, где практически иссякает «живая» сила речных струй, протекающих по подводным бороздинам в «жидких» берегах, преобладающими становятся ветровые течения. Они образуются в результате непосредственного воздействия ветров на водную поверхность. В пределах предустьевого взморья ветровые течения создают наклон водной поверхности, а следовательно и градиент гидростатического давления, который вызывает градиентные течения. В зоне смешения морских и речных вод вследствие неравномерности поля плотности возникают плотностные течения.

На морях с приливами на предустьевых взморьях преобладают приливные течения. По данным Ю. В. Лупачева и Н. А. Скриптунова, при средней высоте приливов до 2 м устьевые процессы имеют много общего с процессами в устьях неприливных рек. Но при средней величине приливов свыше 2 м их влияние на устьевые процессы резко возрастает. Процессы дельтообразования ослабевают, а заливы (эстуарии), в которые впадают рукава дельты, медленно заполняются наносами. В таких устьях формируются обширные подвижные отмели, образующие морской устьевой бар. В приливном устье морской устьевой бар чаще всего образуется при впадении реки в широкий мелководный эстуарий, благодаря течениям взаимодействия речного стока и приливной волны.

Сложная система течений, возникающая на предустьевом взморье под воздействием различных факторов, играет важную роль в распределении тонких взвешенных наносов, формирующих продельтовую фацию. Сильные течения, в особенности вдольбереговые, могут почти полностью перемещать взвешенные наносы на значительное расстояние от авандельты. В таких случаях продельтовая фация, обычно окаймляющая фацию свала глубин или другие фации предустьевого взморья, может быть частично или полностью отделена от основного тела авандельты, сложенного преимущественно влекомыми наносами, и образовать самостоятельные скопления иловатых отложений.

Весьма своеобразные, преимущественно застойные условия осадконакопления существуют в дельтовых заливах, большей частью представляющих собой отмершие рукава. Примером отложенный фаций дельтовых заливов служит Килийская дельта Дуная, где они носят местное название «куты». Находясь в местах, защищенных от сильных ветров, «куты» являются естественными от-

стойниками, в которых накапливаются преимущественно илстые наносы, выносимые отмирающими рукавами Килийской дельты. Большую часть «кутов» занимают чистые и песчаные илы, чаще всего располагающиеся в центральном или прилегающем к дельте участках. Незначительную часть площади «кутов» занимают тонкозернистые, местами илстые осадки, расположенные ближе к косам, отделяющим «куты» от моря. Отложения фации «кутов» насыщены органическим веществом, обычно имеют темную окраску и богаты включениями перегнивших остатков подводной и наземной растительности.

В дельте Амударьи отложения заливов Джалтырбас, Муйнак и Аджибай представлены пылеватыми, тонкозернистыми, часто заиленными песками темно-серого цвета вследствие формирования гидрата окиси железа.

Типы дельт по преобладающим процессам

На характер распространения, степень развития тех или иных дельтовых фаций большое влияние оказывает соотношение между основными дельтообразующими процессами. При всем своем многообразии дельты можно подразделить на три главных типа с преобладанием речных, волновых или приливно-отливных процессов.

В дельтах, где преобладают речные процессы, а морские факторы не играют значительной роли, происходит быстрый рост в сторону моря за счет отложения влекомых речных наносов. В устье каждого рукава формируются устьевые бары, косы и подводные прирусловые валы. Речные наносы откладываются главным образом на приустьевом баре. Для них характерно уменьшение крупности песчаных частиц в сторону моря. По мере разрастания дельты речные уклоны становятся более пологими, и поток теряет свою транспортирующую способность. На этой стадии развития во время паводковых расходов в прирусловом валу может образоваться промоина, открывающая более короткий путь к морю. В результате быстрого отложения паводковых наносов формируется побочная дельта. Протока прорыва с течением времени может превратиться в главный рукав, и процесс повторится. При преобладании в расходах реки взвешенных наносов образуются дельты в форме «птичьей лапки» с несколькими рукавами и разрозненными устьевыми барами. При преобладании в речном стоке влекомых наносов, как правило, формируются лопастные дельты с многочисленными недолговечными рукавами, в которых откладываются крупнозернистые осадки. Отложения устьевых баров сливаются друг с другом, образуя песчаные покровы [44].

Быстрое выдвижение дельт с преобладанием речных процессов в сторону моря вызывает формирование характерного для дельтовых отложений цикла с погребением осадочного материала вверх по разрезу. На рис. 19 показаны полный цикл развития лопасти дельты (мощность достигает 50—100 м) и циклы развития рукавов и промоин, которые входят в общий цикл развития как со-

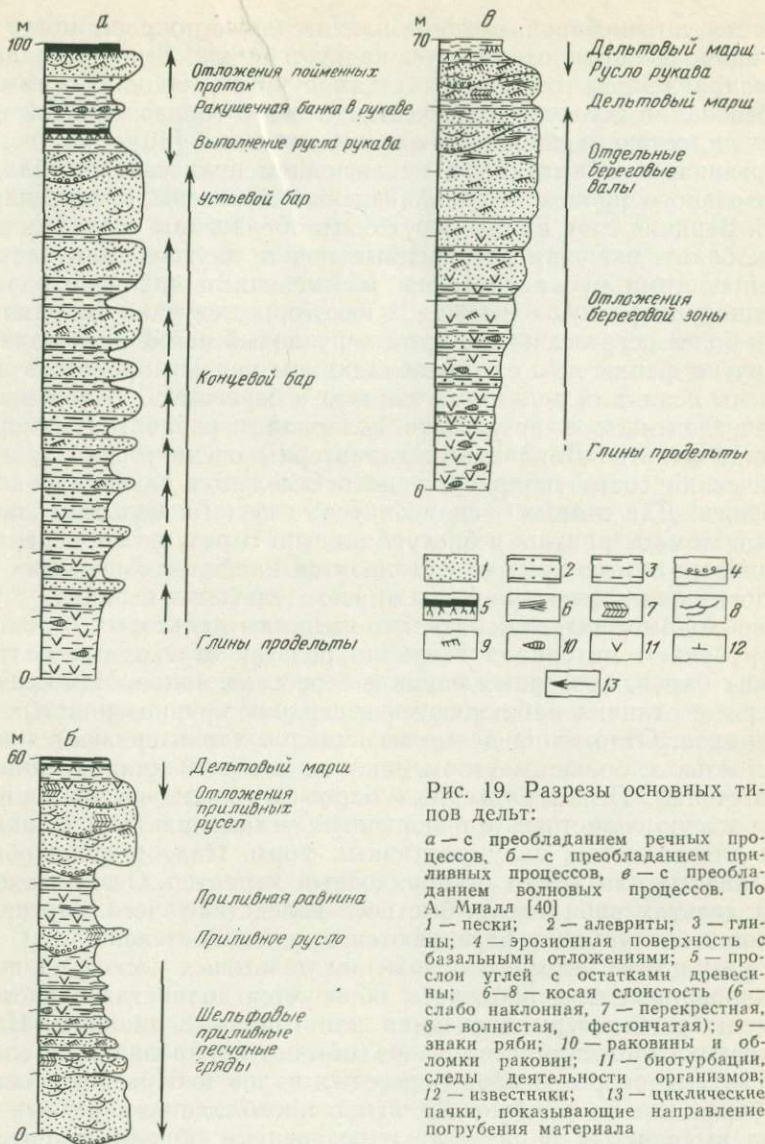


Рис. 19. Разрезы основных типов дельт:

а — с преобладанием речных процессов, б — с преобладанием приливных процессов, в — с преобладанием волновых процессов. По А. Миалл [40]

1 — пески; 2 — алевроиты; 3 — глины; 4 — эрозионная поверхность с базальными отложениями; 5 — прослой углей с остатками древесины; 6—8 — косая слоистость (6 — слабо наклонная, 7 — перекрестная, 8 — волнистая, фестончатая); 9 — знаки ряби; 10 — раковины и обломки раковин; 11 — биотурбации, следы деятельности организмов; 12 — известняки; 13 — циклические пачки, показывающие направление погребения материала

ставные части. Каждый цикл начинается с продельтовых глин, залегающих обычно тонкими слоями и местами содержащих фауну. Глины продельты богаты органическими остатками планктона, который бурно развивается в речной воде, богатой питательными веществами. Следовательно, могут образоваться нефтематеринские породы. Глины постепенно переходят в переслаивание глин и илов или очень мелкозернистых песков. Они носят мелкие следы ряби и биотурбации.

Пески устьев баров, рукавов или песчаные покровы могут слагать наиболее крупнозернистую пачку в цикле. Влияние сильных однонаправленных течений в устьях рукавов находит отражение в образовании большого количества слоев с горизонтальной и косой слоистостью, а также знаков ряби течения [40].

Органические остатки, за исключением принесенных обломков растительного происхождения (включая древесные), встречаются редко. Верхние слои цикла могут быть образованы осадками дельтовых болот, включая погребенные почвы и уголь, или песками, выполняющими русла протоков и имеющими «пальцеобразную» или «шнуровидную» форму. В некоторых случаях сохраняются фации более регрессивных стадий — русловый пойменный аллювий.

Другие фации дельт с преобладанием речных процессов представлены осадками дельтовых заливов и береговыми отложениями, образовавшимися в результате волновой переработки отмерших лопасти дельты. Для первых характерны очень тонкий гранулометрический состав и присутствие в отдельных случаях раковинных слоев. Для вторых — глауконитовые пески с большим количеством обломков ракушки и биотурбациями. В результате переработки волнами и течениями они становятся наиболее «зрелыми» (минералогически и текстурно) среди всех дельтовых осадков.

Необходимо знать, как отделяются циклы дельтовых отложений с погрубением материала вверх по разрезу от сходных разрезов морских баров, барьерных баров и береговых валов. Наиболее характерные отличия наблюдаются в верхних крупнозернистых пачках циклов. Отложения дельтовых циклов характеризуются косой слоистостью с большим углом наклона и общей направленностью палеотечений. Пески барьерных баров и вдольбереговых валов имеют косую слоистость с небольшими углами наклона, характерными для волновых аккумулятивных форм. Палеотечения обычно бимодальные или имеют беспорядочный характер. Осадконакопление в дельтах происходит быстрее, вследствие чего сортировка осадков и биотурбации развиваются в меньшей степени.

В результате быстрого отложения дельтовых песков на неконсолидированные илы продельты образуется волнистая слоистость, развиваются текстуры оползания или глиняные диапиры. Циклы дельтовых отложений всех типов обычно заканчиваются слоями углей, а для разрезов вдольбереговых валов и барьерных островных баров это не типично. Дельты с преобладанием речных процессов выделяются в разрезах определением общего содержания песков или соотношения песка и глины в данном стратиграфическом интервале. Участки с увеличенными мощностями песков могут оконтуривать лопасти древней дельты перпендикулярно к краю палеобассейна, соответственно главным направлениям ее роста.

В условиях большой активности волнения отложения речных устьевых баров непрерывно перерабатываются в морские барьерные бары и вдольбереговые валы. В конечном разрезе они могут преобладать, и внутреннее строение отложений будет другим. Скопления песков будут расположены параллельно береговой ли-

нии, что является резким контрастом по сравнению с дельтами, где главную роль играют речные процессы, и песчаные тела расположены более или менее перпендикулярно к побережью.

Грядовые отложения морских баров образуются и в недельтовых фациях под действием вдольберегового перемещения наносов. Поэтому необходимы дополнительные критерии для определения происхождения дельтовых отложений. Бары, возникшие на недельтовых берегах, обычно с тыловой (береговой) стороны окаймляются лагунами, осадки которых могут покрыть грядовые отложения морских баров. В дельтовых комплексах баровые отложения расположены по фронту хорошо различимых аллювиальных и болотных фаций. Важным фактором является присутствие углей.

В дельтах с высокими приливами поток с обратными течениями, возникающими в проточных рукавах во время приливов и отливов, может стать главным фактором перемещения осадков. В устьях рукавов и на предустьевом взморье осадки могут сформировать ряд параллельных линейных и пальцеобразных гряд, расположенных по направлению приливно-отливного течения. При наличии мощных вдольбереговых течений песчаные осадки будут переработаны в серию барьерных баров и подводных валов, параллельных береговой линии. Область основного осадконакопления сместится от главного устья, и в крайнем случае осадки могут быть полностью рассеяны вдоль береговой линии.

Субаэральная часть дельт, подвергающихся сильному воздействию приливов, представлена преимущественно приливными равнинами, сложенными мелкозернистыми осадками. В рукавах откладываются хорошо отсортированные пески с бимодальной кривой слонистостью. Большое количество глин и илов выносятся в заболоченные участки дельты во время разлива реки при высоких приливах.

Ни одна из характерных черт приливных дельтовых отложений, за исключением фации галоклина, не является именно «дельтовой». Приливные песчаные гряды и приливные равнины в настоящее время широко распространены на площадях, где не наблюдается значительного поступления речных осадков. Мощность отложений, дающая возможность примерно определить главное устье реки, может быть основным ключом в поисках древних дельт, в образовании которых главную роль играли приливные течения.

Таким образом, отдельные процессы формируют специфические особенности строения дельтовых отложений, но условия окружающей среды, в которой все процессы взаимодействуют по-разному, определяют конечные горизонтальные и вертикальные взаимосвязи фаций каждой дельты, из которых наибольший интерес имеют песчаные.

Различные процессы влияют на аккумуляцию песков в современных дельтах, но в настоящее время можно выделить шесть главных типов моделей распределения дельтовых песчаных тел, являющихся потенциальными коллекторами для углеводородов (рис. 20). Тип I представляет собой обширное песчаное образова-

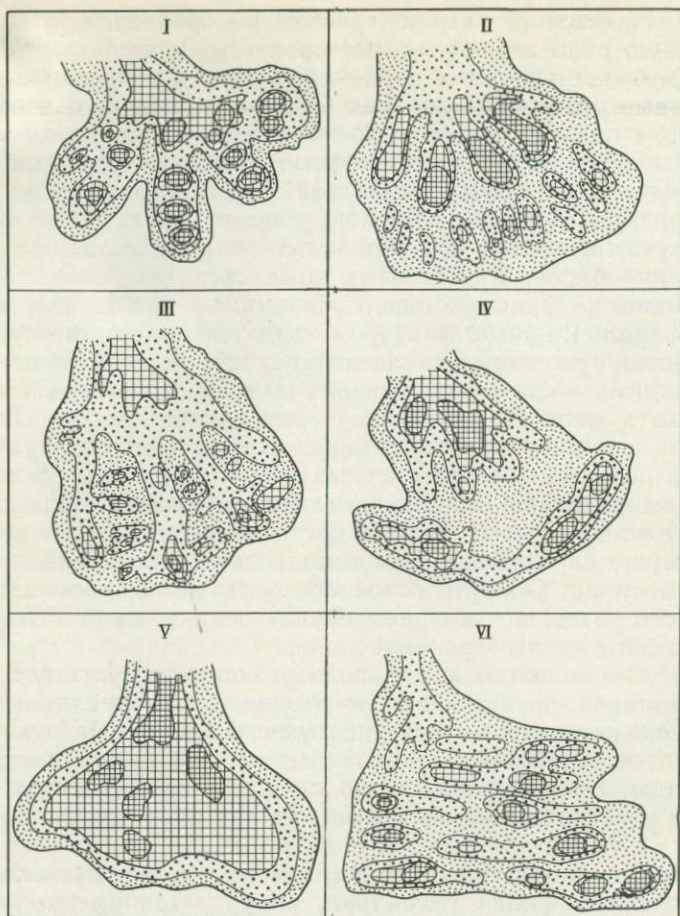


Рис. 20. Основные типы распределения песчаных тел в дельтах. По Ж. Колеману и Л. Райту [10]

ние, сложенное главным образом отложениями приустьевых баров. Внутри этого образования имеются пальцеобразные утолщения, связанные с фациями отдельных протоков. Величина утолщений будет различной в зависимости от поступления взвешенных наносов, которые контролируют состав и мощность подстилающих глин. По мере увеличения мощности глин усиливается и процесс дифференциального уплотнения, вследствие чего мощность песка может значительно увеличиться. На Миссисипи мощность песка в некоторых протоках достигает 120 м, тогда как песчаный покров имеет мощность только 10—15 м. Обычно удлиненные линзообразные песчаные тела расположены под большим углом к береговой линии или простираются вдоль отложений. Такому залеганию благоприятствуют

очень слабая сила волн, низкие приливы, пологий береговой склон, незначительные береговые течения и отложение мелкозернистого взвешенного осадочного материала. Примерами могут служить дельты Параны, Днепра, Ориноко и др.

Тип II представляет собой пальцеобразные выступы из рукавообразных песков и многочисленные отдельные песчаные образования, расположенные в сторону моря от береговой линии. Песчаные «пальцы» — это выполненные песком протоки. Почти всегда в них прослеживается эрозионное основание. Прибрежные линейные песчаные образования откладываются под действием приливов. На образование этого типа влияют небольшая энергия волн, высокая амплитуда приливов, узкие ограниченные бассейны осадконакопления и обычно слабые вдольбереговые течения. В некоторых случаях вдольбереговые течения могут быть сильными, и тогда линейные приливные гряды расположены уже параллельно береговой линии. Примерами могут служить дельты рек Орд, Виктория, Шатт-эль-Араб, Инд, Колорадо, Ганг, Брахмапутра и Кланг.

По мере возрастания силы волнового воздействия песчаные тела располагаются по простиранию отложений, образуя тип III. Выполненные песком протоки еще остаются в виде песчаных тел, расположенных под большим углом к береговой линии. Однако возрастающая сила волнения является причиной образования комплексов береговых грядовых аккумулятивных форм, параллельных береговой линии и пересекающих рукавообразные песчаные залежи под большими углами. Часто пески, расположенные параллельно простиранию отложений, содержат больше кварца, чем соседние пески фации проток. Этот тип песчаных тел определяется такими факторами как умеренная сила волнового воздействия, высокие приливы, слабые береговые течения и мелкие, с постоянной аккумуляцией бассейны. В некоторых случаях рукавообразные песчаные образования будут слабо развиты, что связано с уменьшением амплитуды приливов. Примерами этого типа дельт могут быть реки Иравади, Меконг, Красная и Дунай.

Мало известно о процессах образования дельт типа IV и изменчивости их вертикальных разрезов. Однако на примере некоторых современных дельт этого типа видно, что отложения образуют крупные пальцеобразные песчаные тела в пределах субаэральной части дельты. Эти пески в некоторых случаях имеют вытянутые пальцеобразные выступы, а иногда отложения устьевых баров и рукавов соединяются, образуя обширные песчаные покровы с отдельными утолщениями. В морской части дельты накапливаются отложения прибрежных барьерных отмелей, которые простираются параллельно береговой линии.

Тип V характеризуется латеральной непрерывностью песчаных залежей, образующих покровы. Отдельные изменения мощности песков связаны в первую очередь с эрозионными протоками, которые могут быть выполнены глинистыми песками. Такой тип дельт развивается в условиях сильного волнения, слабого вдольбе-

регового течения и крутого берегового склона. Примерами являются дельты рек Сан-Франсиску, Гриялва, Годавари и др.

Тип VI характеризуется многочисленными крупными, вытянутыми песчаными телами, расположенными параллельно простирающую отложений и отдельными друг от друга выполнениями отмерших протоков (илистыми глинами). Пески часто плохо отсортированные, загрязненные в основании и чисто кварцевые в верхней части. Сильное вдольбереговое течение, большая энергия волнового воздействия и крутой прибрежный склон определяют условия образования этого типа дельт. В качестве примеров можно привести р. Сенегал.

Описанные типы дельт показывают распределение песчаных тел по площади. Однако и стратиграфическая последовательность дельтовых осадков также зависит от преобладания тех или иных природных процессов.

Следовательно, только главные природные процессы и параметры в значительной мере влияют на вертикальные и горизонтальные взаимосвязи между фациями дельт. Даже при относительно небольшом количестве процессов, определяющих дельтовые фации, различные комбинации могут дать значительное количество моделей строения дельт. Однако сравнение отдельных дельт показывает, что в современных дельтах распространены только некоторые комбинации, определяемые преобладанием тех или иных факторов. Формирование дельтовых фаций контролируется гидродинамическими обстановками осадконакопления в водотоках дельты и в приемном бассейне.

Таким образом, на приустьевом участке реки, где господствуют речные процессы, подвергающиеся незначительному влиянию гидродинамических условий приемного бассейна, формируются типичные аллювиальные аккумулятивные формы, сложенные русловыми и пойменными фациями (см. рис. 13). По сравнению с аллювием вышележащих участков речной долины, они характеризуются более мелким гранулометрическим составом, особенно в русловых фациях.

В пределах устьевого участка реки, или собственно дельты, влияние гидродинамических условий приемного бассейна на речные процессы становится значительно более активным, что сразу же сказывается на формировании дельтовых фаций. Появляются специфические фации приливного подпора, предустьевых углублений, различных озер и разливов, отмерших протоков и рукавов. В аллювиальных фациях начинают преобладать пойменные, а русловые фации, резко сокращаясь в мощности, характеризуются более мелким гранулометрическим составом по сравнению с приустьевым участком реки. На морском крае дельты могут формироваться фации приливных равнин, или маршей, а также береговых валов и пляжей, обусловленные волновым или приливым воздействием приемного бассейна. Песчаные аккумулятивные формы нередко подвергаются развеванию и переходят в эоловые отложения.

На предустьевом взморье, или авандельте, происходит самое активное взаимодействие гидрологических процессов реки и приемного бассейна. Это приводит к образованию весьма своеобразной обстановки осадконакопления в зависимости от сочетания речных и морских факторов. Самые крупные осадочные тела представлены здесь фациями устьевых баров, за счет которых происходит основное выдвигание дельт в море. Кроме того для авандельты характерны фации дельтовых заливов, подводных русловых бороздин, свала глубин, продельты и т. д. В пределах предустьевого взморья происходит окончательная смена континентальных (преимущественно аллювиальных) фаций на морские.

Особый тип дельт формируется на активных континентальных окраинах и островных дугах, где очень часто горные системы располагаются в непосредственной близости от береговой линии. Реки, стекающие с прибрежных гор, обладают большой транспортирующей способностью и выносят к береговой линии огромные объемы грубообломочного материала, который формирует своеобразные дельты конусного типа. Классическим примером такого рода дельт является дельта р. Яллах на юго-восточной Ямайке [49].

Эта дельта выдается в море на расстояние более 2 км и имеет площадь около 10,5 км². Мощность гравийно-галечных отложений наземной части дельты достигает нескольких десятков метров. Подводная часть дельты прослеживается до глубины 1110 м и имеет протяженность около 1,5 км. Приливы незначительные, и дельта подвергается весьма активному волновому воздействию. В Яллахской дельте, как и в других дельтах такого типа (дельты рек Черноморского побережья Кавказа, Сахалина и др.), выделяются следующие среды осадконакопления: 1) субаэральная или наземная дельта; 2) переходная береговая зона; 3) подводная дельта (авандельта). В субаэральной дельте выделяются активные рукава разветвленного типа, заброшенные, отмершие рукава, поймы, болота и озера, где условия осадконакопления существенно отличаются друг от друга (рис. 21). Верхняя часть субаэральной дельты в целом представлена толщей переслаивающихся песков, гравия и галечников. В галечно-гравийных слоях прослеживается грубая горизонтальная слоистость, сортированность плохая. Размеры галек от мелких до валунов, заполняющее вещество — песок. Мощность отдельных галечных пачек менее 1 м, и они образуют прерывистые линзы. Обломки окатанные и характеризуются черепитчатым залеганием, с падением вверх по течению. Горизонтальные слои могут протягиваться на несколько сотен метров. Галечники латерально и вертикально переходят в грубозернистые, плохо сортированные пески с отдельными гальками.

Нижняя часть субаэральной дельты в основном сложена косо-слоистыми песками. Выделяются также алевитисто-глинистые отложения прирусловых отмелей, лагуны и маршей.

Наиболее широко развитыми аккумулятивными аллювиальными формами наземной дельты являются невысокие продольные прирусловые валы, состоящие обычно из плохо сортированных гра-

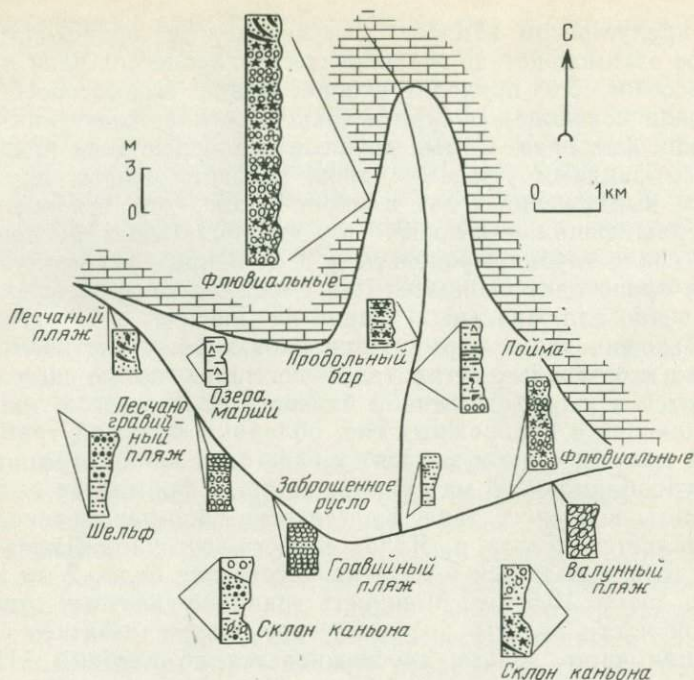


Рис. 21. Фациальные обстановки накопления дельтовых осадков р. Ялах (Ямайка). По У. Вескотту и Ф. Этраджу [49]

вино-галечных отложений с четко выраженным черепитчатым залеганием. Самый грубый материал концентрируется в центральной оси валов, протягивающихся вплоть до береговой линии. Русла имеют плоское дно, покрытое крупными галечниками и валунами фации самоотмстки. Под ними прослеживаются грубозернистые пески, которые залегают и в виде отдельных прослоев среди галечников и валунов. Примесь алеврито-глинистого материала в этих руслах незначительная. Заброшенные русла представляют собой линейные понижения, большую часть года частично заполненные водой. В их разрезе вскрыты иловатые пески с отдельными гальками и остатками корней, перекрытые однородными алеврито-глинистыми осадками. Пойменные отложения в основном слагаются серыми, алевритистыми, очень тонкозернистыми песками с мелкой косой слоистостью, многочисленными ходами роющих организмов и корнями растений. Фацция маршей представлена илистыми песками и органогенными илами с отдельными гальками или галечными прослоями.

В переходной зоне флювиальные отложения перерабатываются волновыми процессами, что вызывает вклинивание морских отложений в континентальные. Осадконакопление происходит на абразионных и аккумулятивных пляжах. Последние широкие, преиму-

щественно песчаные, с береговыми валами. Штормовые береговые валы сложены хорошо сортированными слабо слоистыми или массивными песками. Абразионные пляжи выполнены валунами, гальками и песками. В целом для береговой зоны характерны три литологических типа отложений: песчаные, песчано-галечные и валунные. Первые характеризуются бимодальной пологой наклонной косой слоистостью, причем большинство слоев падает в сторону моря. Во вторых песчаные слои хорошо отделяются от галечных. В галечниковых отложениях пляжей отмечается четкое черепитчатое залегание с наклоном галек в сторону моря. Крупногалечные и валунные отложения характеризуются грубой горизонтальной слоистостью, черепитчатым залеганием с падением в сторону моря. Обломки хорошо окатаны. Заполняющим веществом являются плохо сортированные пески.

До глубины 25 м подводная дельта слагается пестрыми отложениями от илов до крупных галек мощностью до 30 м. В верховьях каньонов широко распространены оползни, по которым они перемещаются на большие глубины. На дне каньонов отмечаются гравийно-галечные валы, разделенные западинами, выполненными илами. Галька и мелкие валуны концентрируются в зоне разрушения волн (около 5 м глубины). Глубже формируются песчаные валы из грубых гравийных песков, имеющие симметричную форму. Они ориентированы параллельно береговой линии. До глубины 7,5 м прослежены асимметричные песчаные гряды, сформированные вдольбереговыми течениями. Ниже аккумулятивные формы, образованные волнением или течениями, не встречаются. За пределами аванделты шельфовые осадки представлены песками, иногда с тонким покровом алевроитов и илов.

Таким образом, грубообломочные дельты рек прибрежных гор представляют собой конусообразную призму грубого обломочного материала, которая увеличивается в мощности в направлении от гор к переходной зоне. Разрез характеризуется увеличением крупности обломочного материала и мощности слоев вверх по разрезу.

На крутых береговых склонах подводная часть дельты развита слабее, чем на пологих шельфах. В переходной зоне происходит переслаивание континентальных и морских осадков. Между береговыми и флювиальными галечниками имеются существенные отличия в характере окатанности и слоистости. Подводная часть конусной дельты состоит из линзовидных слоев конгломератов с беспорядочным распространением алевроитов, песков и гравия. Для подводных конгломератов характерно высокое содержание алевроитоглинистого заполняющего вещества. Средние и внешние части подводной дельты перекрывают морские осадки, и в зависимости от тектонических условий во время завершения формирования дельты они могут перекрываться морскими или континентальными отложениями. Мощность отложений конусной дельты зависит от сложного взаимодействия поднятия гор, поступления речных наносов и опусканий морского бассейна. Мощность подводных дельт на склонах, как правило, больше, чем на шельфах.

Многие древние конгломератовые конусы выноса, переходящие в морские отложения, могут рассматриваться как ископаемые аналоги такого типа дельт. Отложения конусных дельт занимают значительный объем в разрезе пород активных континентальных окраин. Переработка осадков приморской части дельты вдольбереговыми течениями может благоприятствовать концентрации тяжелых минералов в россыпях. Грубые осадки переходной зоны являются хорошими коллекторами для нефти и газа, которые могут генерироваться в прилегающих к ним богатых органикой морских глинах и алевритах. Древние грубообломочные конусные дельты являются четкими индикаторами активных континентальных окраин с близкорасположенными гористыми источниками сноса.

Установленная фациальная дифференциация современных дельтовых отложений может быть использована для восстановления палеогеографических обстановок формирования древних дельт, что весьма важно для оценки перспектив их нефтегазоносности. Выявленные закономерности распределения песчаных фаций в различных частях дельт являются ключом для поисков неструктурных ловушек в древних дельтовых комплексах.

Фациальный анализ древних дельт в целях выявления неструктурных ловушек нефти и газа

Предложенная выше схема фациальной дифференциации современных дельтовых осадков может с успехом применяться и для выявления сред осадконакопления древних отложений того же генезиса. Дельты встречаются в разрезах самого различного геологического возраста и часто образуют крупные аккумулятивные тела. Как правило, в древних дельтовых отложениях не всегда удается выделить все фации, известные в современных осадках, но основные закономерности распространения крупных фаций обычно устанавливаются достаточно отчетливо.

С древними дельтовыми комплексами связаны многие угольные, нефтяные и газовые месторождения, часто весьма крупные, и поэтому они с давних времен привлекали внимание многих исследователей (Д. В. Наливкин, Н. М. Страхов, М. С. Швецов, П. П. Тимофеев, Г. Ф. Крашенинников, Л. Б. Рухин, В. П. Батурин, В. В. Вебер, Ю. А. Жемчужников, Б. П. Жиженко, В. С. Яблоков, Г. Баррел, В. А. Вер-Вибе, Е. Райнватер, Д. Буш и др.). Поэтому по ископаемым дельтам приводятся только данные последних исследований с достаточно детальной фациальной дифференциацией.

В ископаемом состоянии очень редко можно наблюдать полный ряд дельтовых фаций от приустьевоего участка реки до предустьевоего взморья. В большинстве случаев обнажается или вскрывается буровыми скважинами лишь часть древней дельтовой системы. Однако определение условий седиментации на каком-либо участке позволяет сделать предварительные выводы о фациях дельтовых отложений прилегающих закрытых или неразбуренных участков, что весьма важно для их оценки при поисках нефти и газа [15].

Как и в современных, в древних дельтах генетический ряд устьевых отложений начинается с фаций приустьевого участка реки. Хорошим ископаемым аналогом современных приустьевых отложений р. Брахмапутра, детально описанных выше, являются триасовые песчаники свиты Хауксбюри, обнажающиеся в Сиднейском бассейне (Австралия) и достигающие мощности 250 м. Накопление такой мощности аллювиальной свиты, во много раз превышающей нормальную мощность аллювия равнинной реки, несомненно происходило в условиях тектонического опускания Сиднейского бассейна. В них, по данным Р. Конагхана и Ж. Джонса, выделяются крупные аккумулятивные донные формы высотой от 1 до 5 и более м и шириной более 100 м, которые по характеру слоистости, размерам, форме и литологическому составу можно отнести к фации ленточных гряд, формирующихся при резком возрастании паводковых расходов воды и влекомых наносов. Массивные песчаники с неясной горизонтальной и волнистой слоистостью, по всей вероятности, представляют собой отложения фации гладкой фазы перемещения наносов, характерные для максимального пика половодья. Песчаники с мелкой косой, часто серповидной слоистостью можно считать отложениями мелких аккумулятивных форм, образующихся уже на спаде половодья при незначительных расходах и сходных с фацией прирусловой отмели. Песчаники свиты Хауксбюри — это типичные отложения низовий крупной реки с русловой и пойменной многоруканностью.

Русловые песчаники приустьевого участка реки прослеживаются в верхнемеловой формации Игл на севере Центральной Монтаны (США) [31]. Они достигают мощности 9 м и имеют четкую эрозионную поверхность в основании. Уменьшение размеров песчаных зерен вверх по разрезу свидетельствует об ослаблении транспортирующей способности при отмирании древних потоков меандрирующего типа. Фация прирусловых валов и пойменно-русловые отложения представлены тонкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами или алевролитами. Мощности слоев небольшие. Отложения пойменных водоемов в основном состоят из слоев алевролитов и аргиллитов, иногда с прослоями углей. Выделяются также хорошо сортированные песчаники фации устьевых баров. Фации приливной равнины слагаются переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и глинами с горизонтальной, линзовидной и мелкой косой слоистостью. Характер отложений свидетельствует о том, что они накапливались как из взвешенных, так и из влекомых наносов. Фация приливных русел представлена песчаниками выполняющими древние эрозионные ложбины. У их основания часто прослеживаются обломки древесины и глинистые катыши. Хорошо выделяются песчаники фронта дельты, где преобладали волновые процессы, а также алевролиты и глины продельтовой фации (рис. 22). К песчаным фациям формации Игл приурочено несколько газовых месторождений. Газ преимущественно добывается с глубин 122—823 м.

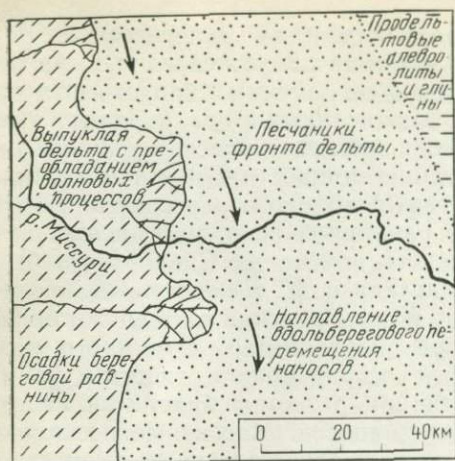


Рис. 22. Карта фаций формации Игл. По Х. Блатту и др. [31]

рые отложения фронта дельты — разнообразные песчаники с мелкой косою и градационной слоистостью, алевролиты и аргиллиты, а в самой верхней части мелкогалечные конгломераты, залегающие в виде небольших линз. Заканчивается разрез мощными пачками песчаников и конгломератов с крупной косою слоистостью, которые автор относит к фации авандельты и устьевых баров.

Прекрасно выражена древняя дельта в детально изученных (в связи с разведкой угольных месторождений) пенсильванских отложениях Северных Аппалачей (рис. 24). Здесь четко выделяются фации приустьевое участка древней речной долины и наземной дельты, а также предустьевое взморья и фронта дельты.

Три основных группы дельтовых фаций (продельты, предустьевое взморья и наземной дельты) выделяются Е. Коттером в верхнемеловых отложениях восточной части американского штата Юта. Продельтовые отложения состоят из очень тонкозернистых песчаников в основном горизонтально слоистых, местами со следами ряби течения и мелкой волнистой слоистостью. Мощность меняется от 1,5 до 3 км. Фауна в них встречается крайне редко, но характерно высокое содержание мелкого растительного детрита.

Отложения предустьевое взморья представлены песчаниками с постепенно грубеющим гранулометрическим составом вверх по разрезу. В их нижних частях прослеживаются прослой алевролитов, мощность и число которых сокращается вверх по разрезу. Если в основании разреза преобладает горизонтальная слоистость, то ближе к кровле она сменяется на крупную вогнутую косою слоистость. Мощность песчаников достигает 12 м. Их большая часть, по всей вероятности, представляет фации устьевых баров, слившихся друг с другом. Плохая сортировка песчаников и присутствие большого количества растительных остатков свидетель-

Интересный разрез дельтовых отложений описан С. Массари [39] в тортоонских отложениях Южных Альп. В основании разреза выделяется фация продельты (рис. 23), представленная однородными, массивными светло- и темно-серыми аргиллитами, иногда со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Вверх по разрезу они постепенно замещаются алевролитами с редкими маломощными прослоями тонкозернистых песков, в которых прослеживается мелкая волнистая слоистость. Над продельтовой фацией залегают пест-

ствуют об очень быстрых темпах осадконакопления и слабой переработке устьевых баров морским волнением и течениями.

Отложения наземной дельты мощностью до 12 м представлены несколькими фациями, находящимися в сложных сочетаниях друг с другом. Хорошо выделяются русловые фации дельтовых рукавов и окаймляющих их прирусловых валов. Русловые выполения — это преимущественно средне, реже мелкозернистые песчаники с ярко выраженной косяной слоистостью. В базальных горизонтах песчаников встречаются обломки углей и глин различных размеров, переотложенные из пойменной фации. К отложениям прирусловых валов предположительно отнесены слои мелковолнистых песчаников с прослоями алевролитов. Пойменные фации — пятнистые алевролиты коричневых оттенков, в которых иногда прослеживаются скопления углистых растительных остатков или обломков раковин моллюсков. Пласты углей мощностью до 3 м представляют фации пойменных озер и маршей.

В разрезах древних дельт чаще всего удается выделить только несколько фаций, а не весь их ряд от аллювиальной равнины до продельты. Так, например, в верхнедевонском — нижнемиссисипском дельтовом комплексе юго-восточной части Аппалачского бассейна, с которым связан ряд крупных нефтегазовых месторождений, Р. Уолсом выделены только фации фронта дельты, продельты и мелководно-морские. Фации фронта дельты слагаются очень тонкозернистыми песчаниками и грубозернистыми алевролитами, кварцевыми, известковистыми, местами с примесью гематита, пирита и углестого материала. Цемент в основном представлен кремнеземом, а также в малом количестве гематитом и лимонитом. Цвет отложений фронта дельты меняется от белого до темно-желтого и светло-серого, а мощность колеблется от 3 до 24 м.

Фации древней продельты сложены глинистыми алевролитами, с различным содержанием алевритистой и глинистой компоненты.

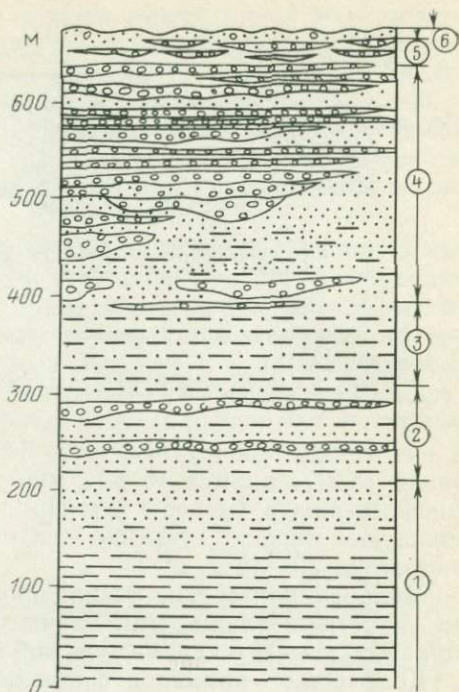


Рис. 23. Разрез древней дельты в тортонских отложениях Южных Альп. По С. Массари [39]

1 — продельта; 2—4 — фронт дельты; 5 — авандельта; 6 — устьевые бары

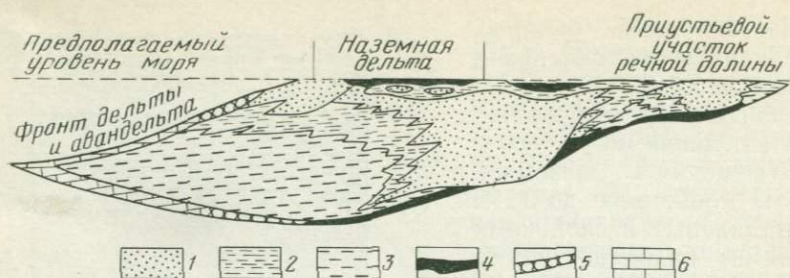


Рис. 24. Фациальная модель пенсильванской дельты в Северных Аппалачах. По С. Массари [39]
 1 — песчаники и грубые алевролиты; 2 — алевролиты; 3 — глины и алевритистые глины; 4 — уголь; 5 — железняки; 6 — известняки

В них также присутствует небольшое количество углистого материала (5%), пирита (5%), мусковита (3—5%), кремнезема и полевого шпата (менее 1%). Продельтовые отложения имеют меняющуюся окраску от темно-желтой до темно-серой. Мощность их составляет 30—45 м.

Мелководно-морские фации представлены пиритовыми, черными углистыми глинистыми сланцами, сформировавшимися при отступании дельты во время морской трансгрессии.

Количество примеров фациальной дифференциации древних дельтовых толщ можно было бы значительно увеличить, но и приведенные данные полностью убеждают нас в том, что фации современных дельт имеют ископаемые аналоги, выраженные в той или иной степени.

Древние дельты весьма благоприятны для формирования промышленных скоплений углеводородов. Исследования месторождений нефти и газа в разновозрастных дельтовых комплексах многих районов мира свидетельствуют о перспективности изучения древних дельтовых отложений. Фациальный анализ играет решающую роль при поисках неструктурных и комбинированных ловушек углеводородов в отложениях древних дельт. Большое значение он имеет и для выявления угольных месторождений.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ КОНУСЫ

Термин «глубоководный конус» был предложен Дж. Юингом для описания мощной конусообразной аккумуляции осадков на континентальной окраине р. Миссисипи, а затем был применен ко всем крупным конусовидным накоплениям таких рек как Конго, Ганг, Инд, Амазонка и т. д. Большинство исследователей глубоководных конусов считают, что эти гигантские конусы в действительности простые крупные веера, сходные по строению с более мелкими конусами выноса. Поэтому они применяют термин «глубоководный конус» ко всем веерным накоплениям независимо от размера.

Глубоководные конусы формируются в переходной зоне между континентальным склоном и почти плоскими абиссальными равнинами или континентальным подножием. Конусы имеют приблизительно коническую форму и выражены в изгибах изобат, параллельных континентальным окраинам (рис. 25). Однако существуют и продолговатые, сильно вытянутые конусы (например, конус Св. Лаврентия, достигающий в длину 620 км при максимальной ширине около 260 км).

Подводные каньоны, врезааясь в континентальный склон, а часто и в шельф, переносят грубые и тонкие осадки к его основанию, где начинается их аккумуляция, приводящая к образованию глубоководных конусов — своеобразных подводных аналогов предгорных пролювиальных конусов выноса. Так как этот процесс продолжительный, конусы растут в ширину и могут слиться друг с другом. Формирование конуса в первую очередь зависит от масштаба поступления наносов.

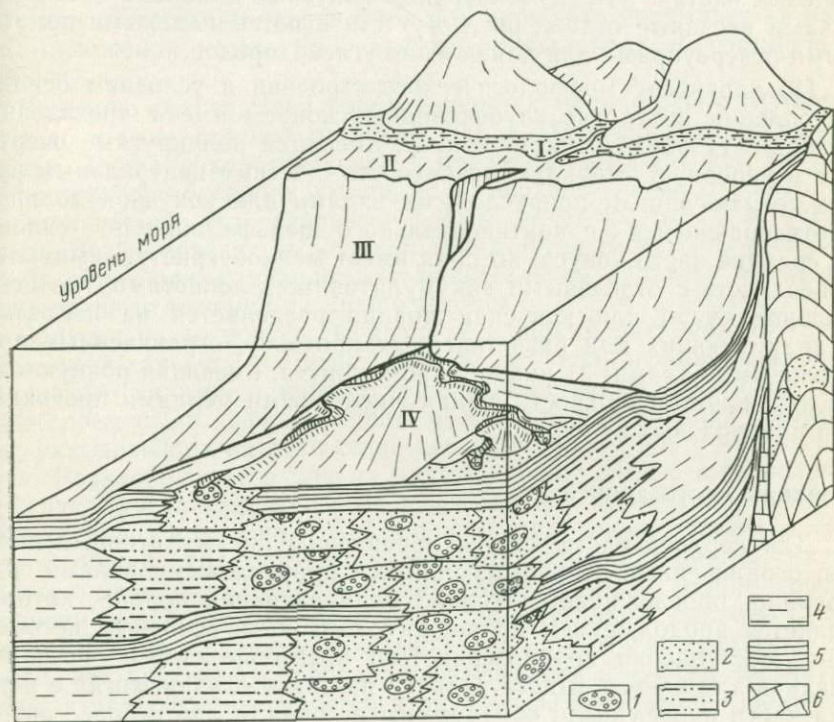


Рис. 25. Общая схема строения глубоководного конуса выноса

Отложения: 1 — русел (в основном обломочных потоков); 2 — прирусловых валов (в основном потоков алеврита, реже песка); 3 — периферической части конуса (в основном турбидиты); 4 — нормально-осадочные (нефелонидные), гравитационного осаждения взвеси малой плотности, главным образом терригенные алевритово-глинистые илы регрессивных фаз; 5 — пелитовые и алевро-пелитовые биогенно-терригенные, фораминиферо- и кокколито-глинистого состава, трансгрессивных фаз развития; 6 — коренные породы склона и шельфа. Элементы рельефа: 1 — берег, II — шельф, III — континентальный склон, IV — глубоководный конус выноса

Глубоководные конусы характерны для Атлантического и Индийского океанов, окружения Антарктиды и для некоторых мелких окраинных бассейнов, где наблюдается контакт континентальной и океанической коры. Они редки в Тихом океане, так как его окружает почти постоянная система глубоководных желобов и впадин. Особенно хорошо глубоководные конусы развиты ниже устьев крупных рек.

Подводные и наземные конусы имеют общие черты. Однако основные процессы формирования в наземных и глубоководных конусах резко отличаются. Подводные каньоны на морских окончаниях континентальных окраин часто переходят в конусные долины. Эти конусные долины характеризуются многими особенностями, сходными с наземными руслами, из которых наиболее выдающимися являются меандры и прирусловые валы. Относительно редко русла (обычно имеется только одно активное русло) верхних частей конуса разветвляются на систему протоков в его краевых частях. Эти глубоководные конусные долины и связанные с ними песчаные отложения могут стать потенциальными природными резервуарами для накопления углеводородов.

По характеру морфологического строения и условиям осадконакопления почти все глубоководные конусы имеют трехчленное деление: 1) верхняя часть конуса, имеющая полукруглые очертания и неровную выпуклую поверхность с четким центральным руслом, ограниченным прирусловыми валами или конусной долиной, протягивающейся с континентального шельфа вниз по склону; 2) средняя часть конуса, которая имеет мелкобугристую выпуклую поверхность с отдельными аккумулятивными лопастями, где центральное русло или конусная долина разделяется на несколько меандрирующих или разветвленных протоков, ограниченных прирусловыми валами; 3) нижняя часть конуса, имеющая ровную слабо выпуклую поверхность с многочисленными мелкими протоками без прирусловых валов.

Верхняя часть конуса

Для верхней части конуса характерны аккумулятивные долины, ограниченные непрерывающимися прирусловыми валами. Как правило, прослеживается только одна активная долина, которая является продолжением подводного каньона и основным источником поступления крупнозернистых, преимущественно песчаных осадков для конуса выноса. Однако известны случаи, когда в верхней части конуса были обнаружены не одна, а две и более активных долины, питающихся наносами из нескольких каньонов (Ингурский конус и др.). Широкие плоские днища, характерные для долин, образованных отложением осадков, построены над поверхностью прилегающей части конуса выноса во время его нормального роста. В северном полушарии правосторонний вал выше левостороннего. Сравнение верхних участков конуса Монтерей (центральная Калифорния) и конуса Невы, проведенное Г. Хессом и

В. Нормарком, позволило сделать вывод о том, что размеры долин, ограниченных прирусловыми валами, в разрастающихся конусах выноса пропорциональны величине конуса по радиусу: на конусе Неви (радиус 50 км) долина имеет длину 13 км и ширину от 5 до 8 км; на конусе Монтерей (радиус 300 км) первичная долина Эсеншен имеет длину около 80 км и ширину от 25 до 30 км.

Размеры прируслового вала и высота днища долины над окружающим конусом выноса также увеличиваются в более крупных конусах. Анализируя сейсмические профили, Е. Гамильтон и В. Нормарк предположили, что долины образовались скорее в результате однородного отложения осадков на всей площади конуса, но скорости накопления на валах были несколько больше, чем на прилегающих участках. В осадках различима слабая текстура, и большинство внутренних отражающих горизонтов параллельны морскому дну. Сейсмические данные показывают, что плоские днища долин имеют относительную глубину около 10 м. Профили МОВ на днище долины конуса Неви выявили общее отсутствие отражающих горизонтов под дном, что указывает на районы отложения песка. Галечный песок был взят вблизи начала долины.

В долине конуса Неви прослеживаются мелкие русла глубиной от 4 до 8 м и шириной от 50 до 200 м. Их стенки относительно крутые. Русла находятся почти в пределах разрешающей способности локатора бокового обзора, но по неравномерным отражениям предполагается, что отдельные формы могут иметь длину более 150 м. Возникновение нескольких таких русел может быть результатом образования меандр или разветвления тальвега во время накопления отложений на днище долины.

Система русел конуса Эсеншен не слишком активна, хотя глубина вреза тальвега достигает 10 м. Его долина, ограниченная прирусловыми валами, покрыта слоем мощностью от 4 до 7 м. Под этим слоем были зафиксированы несколько отражающих горизонтов, указывающих на отложение песков во время роста конуса выноса. Разнообразные русла на днище долины, сходные по величине с руслами долины конуса Неви, вероятно, имеют такое же происхождение. Сползание осадков с валов на днище долины может носить общий характер. На сейсмических профилях видно, что переслоенные илы на гребнях прирусловых валов в долине конуса Эсеншен имеют угол падения 10° в сторону днища долины. Сравнение с другими руслами показывает, что они могут иметь склоны такой же крутизны. Гребни валов сглажены, слегка вытянуты вверх и не имеют неровностей в рельефе. Ограниченное проникновение звуковых волн в прирусловом валу долины конуса Эсеншен указывает на однородное отложение осадков и относительно непрерывные отражающие горизонты, параллельные морскому дну.

В крупных аккумулятивных долинах северо-восточной части Тихого океана внешняя сторона высокого правостороннего прируслового вала обычно имеет волнистый или террасовый рельеф с относительной высотой около 40 м. Высота этих неровностей

уменьшается по мере сокращения высоты вала. Е. Гамильтон предположил, что эти холмы сформированы отложением осадков, хотя причиной их образования может быть также эрозионное расчленение или оползни.

На сейсмических профилях района конуса Монтерей эти формы не имеют резких нарушений непрерывности, указывающих на эрозионные русла, а в разрезе они похожи на дюны. Отложение осадков вызывает нарастание вала вверх. Данные акустического зондирования позволяют предположить, что по сравнению с дном долины на внешней части вала отложение песков относительно меньше. Отдельные отражающие горизонты имеют длину несколько сотен метров и, по-видимому, в меньшей мере непрерывны, чем наблюдаемые на гребне вала.

В Никобарском конусе, по данным Ф. Боулес, четко прослеживаются подводные русла глубиной от 11 до 70 м при ширине до нескольких километров. По краям они, как правило, окаймляются террасами или прирусловыми валами.

В верхней части Амазонского конуса центральное русло или конусная долина меандрирует в северном направлении от устья каньона до глубины около 3500 м. По данным Ж. Дамута и Н. Курмара, это русло имеет относительную глубину от 125 до 225 м и ограничено системой прирусловых валов, возвышающихся над окружающей поверхностью конуса на высоту 275—300 м. По своей морфологии это русло сходно с крупными руслами Бенгальского конуса.

Кроме крупного центрального русла здесь прослеживается несколько второстепенных. Мелкие русла (глубиной меньше 50 м) наблюдаются редко. Одинокое крупное русло глубиной до 100 м, очевидно, протягивается в северном направлении по крайней мере до 1400 м. К востоку, в отличие от главного, это русло становится шире и не ограничивается хорошо развитыми прирусловыми валами. Отношение этого русла к главному не выяснено, но, по-видимому, оно является ответвлением от центрального. По крайней мере четыре четких русла до 250 м глубиной прослеживаются вниз по склону вдоль юго-восточного края верхней части конуса. Отношение этих русел к главному руслу и Амазонскому каньону также не совсем ясно. Их местоположение и простираение позволяют предположить, что они являются продолжением других каньонов, пока еще не изученных, но встречающихся юго-восточнее Амазонского каньона.

Таким образом, верхняя часть конуса характеризуется в активную фазу развития тремя основными фаціальными обстановками осадконакопления: 1) крупными подводными долинами с меандрирующими или разветвленными руслами, где под воздействием турбидитных потоков, постоянных и временных придонных течений, а также гравитационных процессов происходит интенсивное перемещение преимущественно грубых песчаных осадков, реже мелких галечников, которые могут образовывать различные аккумулятивные формы и выполнения значительной мощности; 2) прирус-

ловыми валами, часто значительной высоты, формирующимися как за счет «выплескивания» наносов из русел, так и вследствие неравномерного осадконакопления; на них происходит отложение иловатых и песчаных осадков, значительно более тонких по сравнению с русловыми; 3) междрусовыми участками с наиболее спокойным гемипелагическим гидродинамическим режимом и накоплением самых тонких осадков из взвешенных наносов (рис. 26).

В пассивную фазу развития во время морских трансгрессий на верхней части конуса, как и в других его частях, преобладают гемипелагические и пелагические условия осадконакопления. Так, например, верхние 30—65 см керна почти всех колонок Амазонского конуса представлены светло-коричневыми до светло-оранжевыми пелагическими фораминиферовыми мергелями и известкови-

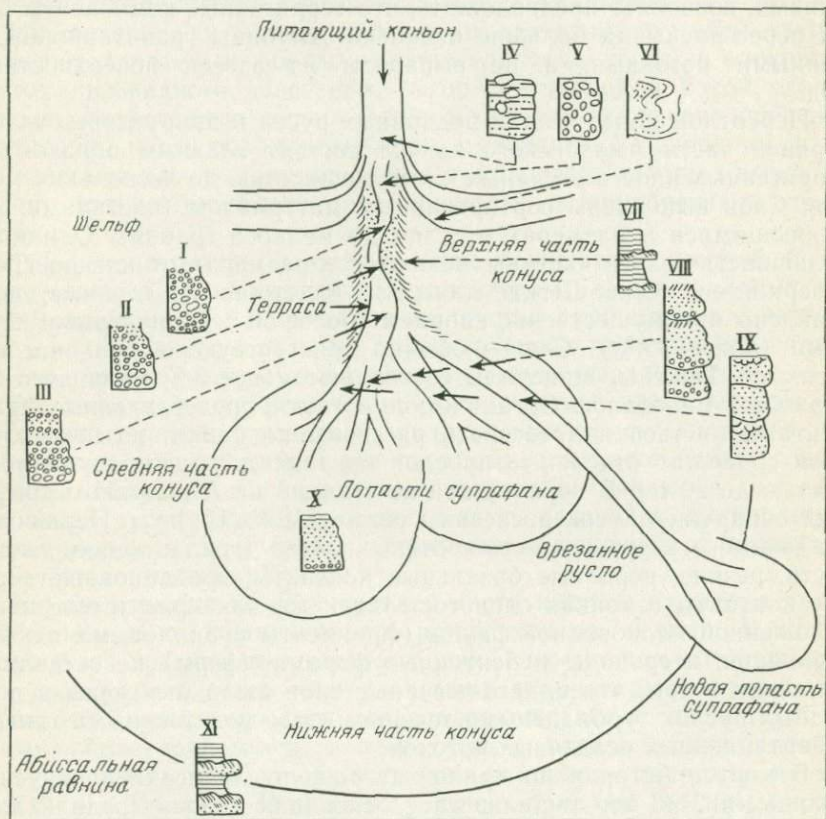


Рис. 26. Основные среды осадконакопления и фации глубоководных конусов. По Р. Уолкер [48]

I — конгломераты с обращенной и нормальной градационной слоистостью; II — градационно-слоистые конгломераты; III — конгломераты с градационно-горизонтальной слоистостью; IV — обломочные потоки; V — неслоистые конгломераты; VI — оползневые отложения; VII — тонкослоистые турбидиты прирусловых валов; VIII — гравийные пески; IX — массивные пески; X — классические турбидиты; XI — тонкослоистые турбидиты

стыми илами голоценового возраста. В то же время в отложениях поздневисконсинского возраста (поздний плейстоцен), когда Амазонский конус и каньон были активными, четко выделяется уже два типа осадков: гемипелагических на междурусловых пространствах и переотложенных, преимущественно песчаных, в пределах подводных русел и прирусловых валов. Серые гемипелагические глины обычно составляют главную часть разрезов колонок из верхней части конуса — это в основном терригенные глины с рассеянными органическими остатками, гидротроилитом и илом. Они также содержат пелагическую компоненту в виде планктонных фораминифер, которая показывает, что отложение глин было постоянным в течение поздневисконсинского времени. Отсутствие серых гемипелагических глин на подводных горах, возвышающихся над прилегающим континентальным склоном и абиссальными равнинами, позволяет предположить, что терригенные компоненты были перемещены на большие океанские глубины гравитационными донными потоками, а не выпадали из взвеси поверхностных вод.

Переотложенные осадки подводных русел и прирусловых валов верхней части Амазонского конуса состоят главным образом из терригенных илов и песчаных слоев мощностью до нескольких метров. Слой выполнен сортированным материалом (частицами, изменяющимися в размерах от глин до мелкого гравия). Однако в большинстве слоев частицы меняются в размерах от ила до среднезернистого песка. Легкие минералы илисто-песчаных слоев представлены преимущественно кварцем (более 60 %) и полевыми шпатами (более 30 %). Слюды обычно присутствуют в большом количестве. Тяжелые минералы составляют менее 3 % от общего содержания минералов. Органические остатки, представленные фрагментами листьев и древесины, рассеяны по слоям, но некоторые слои содержат отдельные прослои органического детритуса мощностью до 20 см. В керне одной из станций на Амазонском конусе был обнаружен кусок древесины размером $4 \times 1 \times 1$ см. Первичные осадочные текстуры илисто-песчаных слоев (градационная слоистость, резкие, неровные базальные контакты, градационные верхние контакты и тонкая слоистость) так же как присутствие переотложенной мелководной фауны (фрагменты кораллов, моллюсков и мшанок, птероподы и бентонные фораминиферы) не оставляют сомнения в том, что илисто-песчаные слои были отложены в подводных руслах турбидитными течениями или родственными типами гравитационных осадочных потоков.

В конусе Астория по правой стороне русла верхней конусной долины, в 2—3 км от тальвега у основания склона средний диаметр донных отложений равен 0,041 мм. На гребне прируслового вала, в 10 км от тальвега он уменьшается до 0,019 мм. На междурусловом участке, в 20 км от тальвега средний диаметр отложений, вскрытых поршневой трубкой, составлял всего 0,014 мм. Аналогичная картина наблюдается и по левую сторону от долины верхней части конуса Астория. Латеральное уменьшение крупности обло-

мочного материала по мере удаления от обвалованных долин отмечается С. Нельсоном и в Бенгальском конусе.

Отложения дна долины верхней части конуса и ограничивающих ее прирусловых валов образуют широкий клин осадков, хорошо выделяющийся по сейсмическим данным. Так, например, в Бенгальском конусе такие комплексы долины и валов, по данным В. Р. Нормарка, достигают ширины 100 км и имеют мощность до 500 м. Во время активной аккумуляции в конусных долинах формируются мощные грубозернистые пески, местами переходящие в гравий. Боковая миграция русел днища долины иногда вызывает подрезание и последовательное оползание более тонкозернистых и тонкослоистых отложений склонов долины, которые на некоторое время могут «подпруживать» русло днища. Из русел временами выходят турбидитные потоки, формирующие вытянутые параллельно валам линзовидные тела до 1 км длиной.

На склонах аккумулятивных долин, имеющих крутизну до 10° , отлагаются главным образом мелкозернистые пески и алевриты, часто линзовидного залегания, с горизонтальной и косой слоистостью. Встречаются переотложенные бентосные фораминиферы, скопления слюд и обломочные зерна минералов. У основания склона залегают более мощные толщи турбидитов, которые выше по склону долины уменьшаются в мощности и приобретают слоистость.

Тонкослоистые турбидиты (1—5 см мощности) с мелкой косой слоистостью в отдельных линзах характерны для прирусловых валов. Более грубые и мощные тонкослоистые турбидиты в северном полушарии лучше развиты на правосторонних прирусловых валах, которые имеют четкую геоморфологическую выраженность.

Отложения фации подводных русел верхней части конуса, ограниченные тонкими осадками прирусловых валов, являются потенциальными природными резервуарами для накопления углеводородов. Наиболее благоприятные условия возникают в том случае, когда русло заброшено в результате повышения уровня моря, и алеврито-пелитовые осадки перекрывают русловые отложения и выполняют питающий каньон.

Не все главные долины верхней части конусов являются аккумулятивными и ограниченными прирусловыми валами. В конус могут быть врезаны эрозионные долины, на днищах которых грубые пески замещаются тонкослоистыми турбидитами, нередко залегающими совместно или переслаивающимися с алевритами и илами, образовавшимися за счет размыва стенок долин. Наносы, поступающие в такого рода эрозионные долины, например на конусах Ла-Джоза и Монтерей, обычно проходят по ним через большую часть верхнего конуса.

Ниже слияния двух или более эрозионных долин иногда прослеживаются замкнутые понижения, имеющие простирание, соответствующее направлению долин и достигающие в глубину более 100 м при длине в несколько километров. Так, например, в Ингульском конусе (Черное море) относительная глубина такого рода

понижений достигает 50—150 м, а длина 4—6 км. Некоторые замкнутые понижения в руслах Ингурского конуса выноса не связаны с участками их слияния. Такие достаточно глубокие замкнутые эрозионные понижения могут служить ловушками для грубых русловых наносов.

На полого-волнистых и почти ровных междусловых участках верхней части конуса в основном накапливаются алевроиты и очень тонкозернистые пески с тончайшей горизонтальной слоистостью, включениями слюды и растительными остатками.

Корреляция слоев между склонами конусных долин, русел и прирусловых валов указывает на то, что турбидитные течения могут охватывать как самые глубокие участки верхней конусной долины, так и обширные междусловые пространства. Уклоны прирусловых валов в стороны от конусной долины часто бывают круче, чем по ее оси, что приводит к формированию обширных латеральных потоков, которые откладывают тонкие осадки фации междусловых участков на десятки километров в сторону от долин.

В руслах верхней части конуса отлагаются галечники с песком и гравием, а также разнозернистые пески неслоистые или с градиционной слоистостью. Они относительно свободнее от тонких турбидитов и глин, за исключением периодов резкого уменьшения поступления наносов или во время трансгрессивных фаз. Отложения оползней и обломочных гравитационных потоков, хотя и присутствуют в руслах верхней части конуса, развиты очень ограниченно.

Средняя часть конуса

Средняя часть конуса является активным районом осадконакопления. Для нее характерна выпуклая волнистая поверхность, расчлененная многочисленными подводными руслами шириной до 1 км, среди которых редко выделяется главная долина. Русла местами окаймлены прирусловыми валами и разветвляются на сложные системы проток, в устьях которых формируются мелкие наложенные конусы, или «супрафаны». В средней части конуса развиты многочисленные действующие и отмершие второстепенные русла, образующиеся в результате быстрой миграции и осадконакопления в пределах русловой системы, а также вследствие разветвления основных русел. Смещение долин в средней части конуса часто приводит к формированию новых наложенных конусов и отмиранию старых активных конусов. Заброшенные наложенные конусы быстро покрываются слоем пелагических илов (рис. 27), который смягчает их рельеф. Однако выпуклая форма наложенных конусов обычно сохраняется.

Глубина относительного расчленения средних частей глубоководных конусов редко превышает 100—200 м. Так, например, в средней части Амазонского конуса между изобатами 3000—3800 м относительная глубина русел, ограниченных системами прирусловых валов, достигает 50—100 м. В то же время максимальная глубина подводной долины в средней части конуса Св. Лаврентия достигает 1000 м.

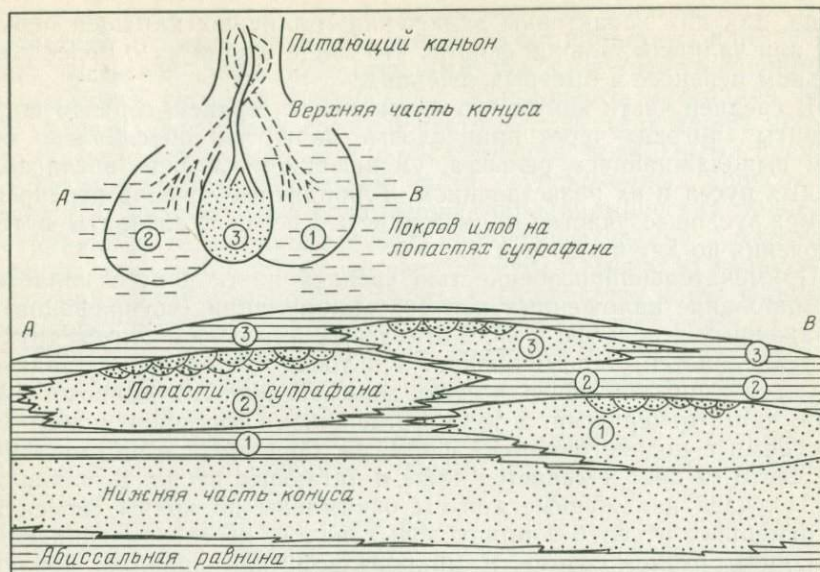


Рис. 27. Гипотетический разрез через среднюю часть конуса. По [48]

Часто потоки осадочного материала «выплескиваются» через русловые берега и надстраивают прирусловые валы, что вызывает периодическое изменение положения русел. В общем виде грубозернистые наносы остаются в конусных руслах или в непосредственной близости от них, в то время как тонкозернистые осадки «выплескиваются» через прирусловые валы и аккумулируются на междурусловых площадях.

Колонки поршневых трубок из нескольких мест средних частей конусов Астория и Конго показывают, что песчаные пакки чаще встречаются и достигают наибольших мощностей в руслах, чем на междурусловых участках. В обоих районах внутрирусловые колонки содержат более многочисленные и мощные песчаные слои по сравнению с окаймляющими их прирусловыми валами. Колонки из каньона Ла-Вар, взятые внутри русла, свидетельствуют о том, что вниз по течению происходит уменьшение размеров зерен и мощности грубых слоев. Однако даже на очень большой глубине (2380 м) встречаются многочисленные песчаные горизонты.

Крупнозернистые осадки вплоть до галечных обнаружены В. Нормарком в руслах средней части конуса Сан-Лукас, имеющих относительную глубину до 50 м и длину более 2 км. Междурусловые участки слагаются переслаиванием илов и тонкозернистых песков.

Подмыв крутых стенок русла вызывает многочисленные мелкие оползни, которые являются источником отдельных угловатых грязевых комков в преимущественно песчаных русловых отложениях. В подводных долинах верхней части конуса, как уже отмечалось

выше, для них характерны включения глиняных катышей округлой или эллипсоидальной формы, что свидетельствует о более длительном переносе и быстрых течениях.

В средней части конуса, по сравнению с верхней, гораздо шире развиты «потоки» через прирусловые валы, что обусловлено общим выполаживанием рельефа, уменьшением глубины вреза подводных русел и их разветвлением. Турбидитные течения переносят на междрусловые участки тонкозернистые пески и алевроиты путем волочения по дну и в суспензии.

Примечательной особенностью средней части конуса является формирование наложенных конусов аккумуляции («супрафанов»), выраженных в рельефе в виде отдельных или сливающихся друг с другом лопастей, напоминающих дельтовые. Эти конусы характеризуются выпуклой поверхностью, многочисленными мелкими руслами, часто отмершими, а также отдельными изолированными депрессиями и положительными формами. Они могут и не иметь русел, часто не прослеживается даже и питающее русло. В большинстве случаев наложенные конусы окаймлены по краям сегментами отмерших русел без прирусловых валов, не соединяющихся с питающим руслом. Мезо- и микрорельеф, как правило, хорошо развит в верхней части наложенных конусов и постепенно нивелируется в их средних и нижних частях. Отмечается погрубение осадочного материала и увеличение мощности отдельных слоев от краев наложенных конусов к их проксимальным частям.

Наложённые конусы образуются в средних частях конусов с большим содержанием песков в поступающих наносах. Глубоководные конусы, питающиеся наносами с преобладанием более тонких фракций, характеризуются уже четкими системами подводных долин, ограниченных прирусловыми валами. Так, например, в средней части крупнейшего Бенгальского конуса нет наложенных конусов и прослеживается обширная система долин (до 2000 км в длину) с крупными прирусловыми валами. Ни одна из долин не оканчивается в средней части конуса. Для них характерно большое количество мелких осадков. Прирусловые валы сложены очень однородными отложениями. Формирования наложенных конусов не происходит вследствие присутствия тонких наносов в турбидитном потоке. Вместо этого в конце долин верхнего конуса образуются прирусловые валы и относительно прямолинейные русла, быстро продвигающиеся вниз по конусу. Наложённые конусы отсутствуют и в средней части конуса Св. Лаврентия.

Дельтовая природа осадконакопления в средней части конуса приводит к формированию отложений с погрубением обломочного материала и увеличением мощности слоев вверх по разрезу.

Фашии подводных русел, представленные в основном песчаными, реже гравийно-галечными отложениями, характерны для верхов средней части конуса. Формирование средней части конуса, и в особенности наложенных конусовидных аккумулятивных тел, зависит от местного уклона дна, объема и скорости поступления наносов из долины верхней части конуса. Большое значение имеет

также и гранулометрический состав поступающих наносов. В зависимости от этих факторов может сформироваться или небольшой «устьевой бар», или песчаный конус с увеличивающимися мощностями слоев и погрубением обломочного материала вверх по разрезу. Для низов средней части конуса характерны аккумулятивные песчаные лопасти, нерасчлененные подводными руслами.

Таким образом, в средней части глубоководных конусов, несмотря на значительное ослабление гидродинамических процессов, сохраняются те же фации русел, прирусловых валов и межрусловых участков, что и в верхней части конуса. Однако их гранулометрический состав обычно более тонкий. Появляется новая фация наложенных конусов, представленная в основном песками.

Наиболее грубыми являются русловые отложения, имеющие много общего с отложениями главных долин верхней части конуса. Однако русла постепенно исчезают, и к окраинам средней части конуса пески уменьшаются в мощности и крупности. Отмершие русла могут быть выполнены песчаными и алевритовыми слоями, постепенно уменьшающимися в мощности вверх по разрезу. Песчаные фации средней части конуса могут соединяться с песками питающей долины верхней части конуса и образовать достаточно мощный единый песчаный комплекс, который может быть хорошим природным резервуаром для накопления углеводородов. Фации прирусловых валов представлены слоистыми илами и реже алевритами.

Фации межрусловых участков и небольших депрессий между наложенными конусами представлены алевритами и тонкозернистыми песками с мелкой горизонтальной и градационной слоистостью. Характерны включения растительных остатков и скопления слюды.

Нижняя часть конуса

Нижняя часть конуса — большая по площади из всех трех подразделений глубоководных конусов выноса — характеризуется полого волнистой слабо выпуклой поверхностью с практически нерасчлененным рельефом. Она может быть осложнена незначительно врезанными ветвящимися мелкими руслами без прирусловых валов. Так, например, нижний Амазонский конус расчленен сложной разветвленной системой многочисленных мелких русел, относительная глубина которых обычно меньше 50 м. Наиболее широко распространены русла с глубинами от 2 до 10 м. В нижней части конуса господствуют уже чисто пелагические условия осадконакопления, фации прирусловых валов полностью отсутствуют, а русловые имеют резко подчиненное развитие. Однако по руслам, главным образом под воздействием турбидитных течений, происходит перемещение больших объемов осадков в краевые части глубоководных конусов и на абиссальные равнины. В самых периферических частях глубоководных конусов турбидитные потоки часто «текут» уже широким фронтом, а не только по руслам, как это отмечается на Никобарском конусе.

При активном расчленении нижней части конуса, например при понижении уровня океана в последнее ледниковье, в руслах происходило накопление тонкослоистых осадков со значительной примесью алеврито-песчаного материала, которое в голоцене сменилось типичной гемипелагической и пелагической седиментацией. В нижней части конуса, по данным С. Нельсона, преобладают тонкослоистые турбидиты — глинистые илы со скоплениями слюды и растительных остатков. Кроме горизонтальной встречаются отдельные слои с градационной слоистостью. Достаточно четкие песчаные слои покровного типа имеют очень небольшую мощность и представлены самыми тонкозернистыми разностями. Размеры частиц прослоев песков, алевритов и алевритистых глин уменьшаются к краям конуса. Весьма часто фации нижней части конуса практически не отделимы от фаций абиссальных равнин.

В процессе роста нижней части конуса происходит наложение его осадков на абиссальную равнину, что приводит к формированию разреза классических турбидитов, в которых песчаные слои постепенно становятся более грубозернистыми и более мощными вверх по разрезу. Такого типа отложения Е. Мутти предлагает называть «тонкослоистыми турбидитами нижнего конуса».

Фации нижней части конуса в целом мало благоприятны для формирования неструктурных ловушек для углеводородов, но они могут являться нефтематеринскими породами. Кроме того аккумулятивные лопасти внешней части конуса достигают в поперечнике 15 км и имеют мощность от 10 до 50 м, а также характеризуются высоким соотношением песок/глина. В закрытых, ограниченных бассейнах мощности могут быть намного выше. Пески устьев русел нижней части конуса могут быть лучше сортированы и иметь более благоприятную пористость и проницаемость вследствие прогрессивной потери легких глинистых минералов, слюд и органического вещества при их переносе и отложении по краям русел, в прирусловых валах и на междусловых участках верхней и средней частей конуса. Внешние лопасти иногда содержат пески от средне- до грубозернистых с мощностью отдельных слоев в несколько метров. Благодаря их большому площадному распространению и положению между богатыми глинами тонкослоистыми турбидитами междусловых участков и глинистыми отложениями абиссальных равнин, они более благоприятны для формирования структурных ловушек при образовании складок.

Многими исследователями отмечается, что в пределах глубоководных конусов разнообразны процессы перемещения обломочных масс, как правило, проявляются прерывисто и вызывают внезапные углубления днищ русел и каньонов около их верховьев. Это отражается в достаточно заметном смещении осадков и в чередовании грубо- и тонкозернистых слоев русловых отложений глубоководных конусов. Данные Т. Чемберлена показали примерно годичное движение наносов из каньона Скрипса. Б. Хизен выяснил, что турбидитные течения отмечаются в каньоне Конго примерно один раз в два года. В конусе Астория проявление турби-

дитных потоков, по данным С. Нельсона и В. Кульма, происходило каждые семь лет. Между такими эпизодами преобладает пелагическое осадконакопление. Тонкозернистые терригенные и биогенные осадки покрывают полностью поверхность конуса, сочетаясь с русловыми отложениями при захоронении заброшенных русел. Такие захороненные русловые комплексы известны в Амазонском конусе.

Наиболее яркие примеры захороненных конусных русел приводятся Дж. Карри и Д. Муром для верхней части Бенгальского конуса. В общем виде на морском конце каньона и в непосредственно прилегающей верхней части конуса русло не может испытывать значительную миграцию. По мере увеличения расстояния от вершины конуса русловая миграция и меандрирование становятся обычным явлением в комплексе русловой системы средней части конуса. Любое из русел может разделяться или сливаться, или срезать более древние русла. Картирование или трассирование фаций захороненных русел, представляющих наибольший интерес с точки зрения перспектив нефтегазоносности, требует достаточно детальных исследований.

Как и в дельтах, при росте глубоководных конусов образуется стратиграфический разрез с общим укрупнением материала снизу вверх [48]. На пелагических осадках абиссальной равнины залегают тонкослоистые турбидиты нижней части конуса, которые перекрываются сложным комплексом отложений средней части конуса, где уже очень отчетливо проявляется погрубение обломочного материала вверх по разрезу. В основании отложений средней части конуса залегают классические турбидиты, а заканчивается он песками и даже галечниками. Вверх по разрезу происходит увеличение мощности песчаных слоев и крупности песков. Отдельные конусы накопления могут быть разделены наложенными на них пелагическими илами. При отмирании и осадочном выполнении русел средней части конуса наблюдается уменьшение крупности обломочного материала вверх по разрезу от песков и галечников до илов. Русловые фации верхней части конуса представлены наиболее грубым материалом вплоть до конгломератов. Встречаются многочисленные оползневые накопления и отложения гравитационного перемещения обломков потокового типа. Для верхней части конуса характерен разрез с уменьшением крупности обломочного материала вверх по разрезу, который формируется при выполнении осадочным материалом отмирающих русел.

Заканчивая описание условий формирования и сред осадконакопления глубоководных конусов, необходимо отметить следующее. Процессы перемещения и накопления осадочного материала в глубоководных конусах очень чутко реагируют на колебания уровня океана или другого приемного бассейна, а также изменение объемов и характера поступающих наносов с суши при дельтовом питании или из береговой зоны за счет латерального вдольберегового перемещения обломочного материала. При повышении уровня моря главные долины и второстепенные русла конуса выпол-

няются илами, и их рост замедляется или совсем прекращается. При понижении уровня моря или ускорении темпов поступления наносов происходит врезание русел верхней части конуса, которое постепенно распространяется на средние и даже нижние части конуса. В результате этого значительное количество наносов проходит конус и строит новую аккумулятивную лопасть на более глубоководном участке непосредственно в сторону моря от отмирающего конуса. Самая активная гидродинамическая обстановка и максимальная интенсивность процессов гравитационного перемещения осадочного материала характерны для верхней части конуса, где наблюдается четкая и разнообразная фаціальная дифференциация. Здесь выделяется фация подводных долин, представленная грубым обломочным материалом вплоть до галечников, фации прирусловых валов и междорусловых участков, в которых крупность обломочного материала постепенно уменьшается вплоть до илов. Фациальные переходы достаточно резкие, и фации хорошо выделяются в разрезе. В средней части конуса все процессы перемещения осадочного материала значительно ослабевают. Наибольшая их активность, как и в верхней части конуса, отмечается в подводных руслах, в устьях которых могут формироваться наложенные конусы.

В средней части конуса сохраняется фаціальная дифференциация, характерная для верхней части конуса, но фациальные переходы становятся постепенными, и фации трудно отделимы друг от друга. Самая спокойная обстановка осадконакопления наблюдается в нижней части конуса, где преобладает пелагическая седиментация. Небольшое развитие имеет фация конусных русел, а фация прирусловых валов уже полностью отсутствует.

Встречаются конусы, целиком состоящие из русловых песков, характерных для верхних частей конусов. Это происходит в том случае, когда питающий каньон получает песчаный материал за счет вдольберегового перемещения наносов на шельфе, а не из речных дельт. Супрафаны не образуются в конусах, питающихся наносами, состоящими из смеси частиц различных размеров, что приводит к возникновению высоко энергетических турбидитных течений с большой транспортирующей способностью (Бенгальский конус, Св. Лаврентия и др.).

Русловые фации средней и верхней частей конуса, представленные преимущественно песками, а также песчано-алевритовые фации наложенных конусов и аккумулятивных лопастей нижней части конуса могут являться коллекторами для жидких и газообразных углеводородов.

Неструктурные и комбинированные ловушки, связанные с фациями конусных русел, весьма перспективны для поисков нефти и газа. Поэтому фациальный анализ отложений древних глубоководных конусов имеет большое практическое значение при нефтегазопоскоковых работах. Выявление древних глубоководных конусов весьма важно и для палеогеоморфологических реконструкций.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОКОНУСОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ НЕСТРУКТУРНЫХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА

Отложения древних глубоководных конусов установлены в геологических формациях самого различного возраста. Известны крупные древние конусы с полным набором фаций от верхней до нижней частей конуса, а также и разрезы, где выделяются только отдельные фации или части этих крупных аккумулятивных образований. Ниже приводятся наиболее характерные примеры фаций древних глубоководных конусов. Они даются в стратиграфической последовательности от древних к более молодым.

Русловые фации древнего глубоководного конуса были выделены С. Губертом [38] в кембрийско-ордовикском флише Квебека. Они представлены конгломератами и аркозовыми песчаниками, выполняющими глубокие (до 100 м) долинообразные эрозионные понижения, врезанные в глинисто-известняковые турбидиты (рис. 28). Основная масса конгломератов состоит из обломков мелководных известняков. Для песчаников и конгломератов характерны линзовидное залегание, крупномасштабная косая, горизонтальная и градационная слоистости. По мнению авторов, конгломераты были отложены турбулентным потоком, а песчаники — турбидитными течениями.

Отложения средней части глубоководного конуса описаны Р. Хискоттом в нижнеордовикской формации Тоурелле, обнажающейся в долине р. Св. Лаврентия в Квебекских Аппалачах и имеющей мощность более 500 м. В ее разрезе четко выделяются фации междорусловых участков, представленные алевритистыми глинами, отложенными в периферических частях турбидитных потоков, а также илистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. Прослеживается фация наложенных конусов, состоящая из массивных песчаников, местами с четкой градационной слоистостью. Русловые фации представлены разнообразными песчаниками с горизонтальной, нормально градационной и местами косой

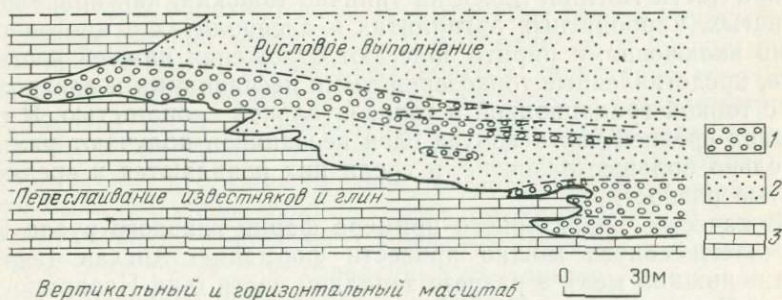


Рис. 28. Русловые фации древней конусной долины в нижнепалеозойских отложениях группы Квебек. По К. Губерту и др. [38]

1 — конгломераты; 2 — аркозовые песчаники; 3 — известняки и глины

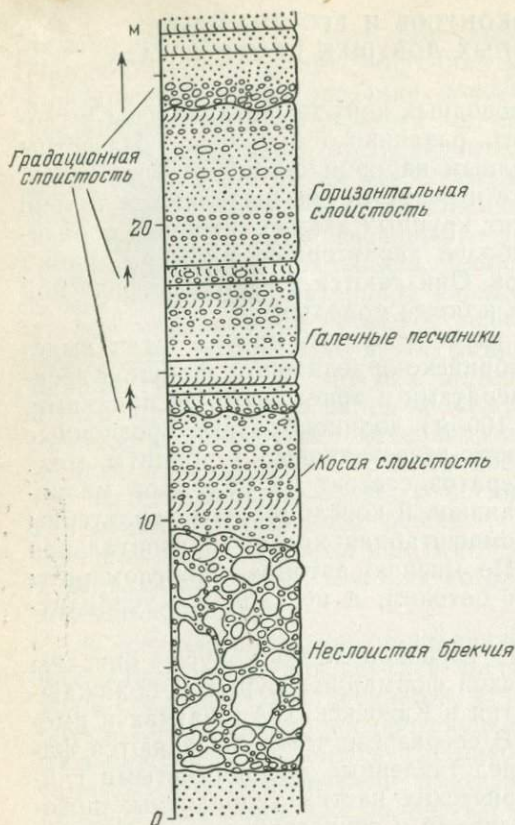


Рис. 29. Разрез фации главного русла верхнего конуса в формации Ангхан. По Р. Винну и Р. Дотту (1978 г., с. 362—376)

верной части Англии. Здесь на типично морских, как правило, неслоистых, карбонатных аргиллитах и алевролитах с многочисленными включениями пирита залегают отложения нижней части конуса, представленные тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с тонкой градационной и горизонтальной слоистостью. В отложениях средней части конуса слои песчаников получают уже значительно большее развитие, и среди них появляются и среднезернистые разности.

В качестве характерного примера фации главного русла верхней части конуса можно привести формацию Ангхан (верхняя юра — нижний мел) в разрезе западной части о-ва Наварино (Чили) у Панта Дуглас. По данным Р. Винна и Р. Дотта (1978 г.), она представлена крупными линзами галечных песчаников, брекчий и валунных конгломератов (рис. 29), залегающих среди более тонкообломочных пород флишоидного облика. Брекчии крупно-

слоистостью ряби течения, которые выполняют палеоруслу с глубиной вреза от 5 до 50 м. Разрезы русловых выполнений характеризуются уменьшением мощности слоев и крупности обломочного материала вверх по разрезу.

По мнению Р. Хискотта, в развитии палеорусел можно выделить три фазы. В первую фазу существовал открытый русловый поток и происходило врезание с формированием наиболее грубых базальных фаций. Во вторую фазу под воздействием мощного потока произошло быстрое отложение пестрого материала. Третья фаза уже является фазой отмирания, русло выполняется, и потоки обломочного материала через края русла выходят на междурусловые участки, где формировались илистые песчаники.

Интересный разрез древнего конуса выноса, перекрываемого дельтовыми отложениями, описан П. МакКэбе [45, pp. 116—126] в намюрских отложениях се-

глыбовые, с отдельными обломками до 2,5 м в поперечнике. Как правило, они выполняют четкие эрозионные врезы в нижележащих породах и имеют мощность до 10 м. В песчаных и конгломератовых слоях прослеживается горизонтальная и среднемасштабная косая слоистость. Нередко отмечается и четкая градационная слоистость. Характер слоистости, переотложенные растительные остатки и многочисленные следы эрозионного врезания указывают на то, что отложения конусных русел образовались в результате деятельности различных гравитационных потоков.

Русловые фации глубоководного конуса выделяются К. Танакой и Ю. Тераокой [47] в разрезе группы Хименаура (верхний мел), обнажающемся на о-ве Кошки (Япония). Наиболее крупные русловые выполнения достигают ширины до 100 м и мощности до 20 м. Чаше встречаются древние русла до нескольких метров шириной и глубиной 1—3 м. В русловых песчаниках прослеживаются совкообразные эрозионные выемки шириной около 20 см и длиной до 70 см. Песчаники, как правило, от средне- до грубозернистых, местами галечные, часто содержат крупные обломки аргиллитов. В целом для русловых выполнений характерно уменьшение крупности обломочного материала вверх по разрезу.

Различные фации глубоководных конусов отмечаются А. Влиетом [45, pp. 190—210] в раннепалеогеновых отложениях Северной Испании. В верхней части конуса четко выделяются грубые галечно-гравийные фации главного русла в виде вытянутых тел, вложенных в более тонкие отложения фаций междорусловых участков (рис. 30). Прослеживаются также фации второстепенных русел, представленные различными песчаниками. Для отложений главного русла характерно уменьшение мощности отдельных слоев и утонение их гранулометрического состава вверх по разрезу, что объясняется постепенным отмиранием или миграцией древних глубоководных русел в процессе роста конуса.

В средней части конуса наиболее грубые отложения вплоть до гравийных конгломератов представлены уже не русловыми фациями, а фациями наложенных конусов, отдельные аккумулятивные лопасти которых образуют не узкие вытянутые тела, а крупные широкие линзы мощностью от 20 до 70 м. В отличие от русловых выполнений, для фаций наложенных конусов характерно не уменьшение, а увеличение мощности слоев и погрубение гранулометрического состава вверх по разрезу. Песчаники фации наложенного конуса обычно массивные, иногда с горизонтальной или градационной слоистостью и блюдцеобразной текстурой. По всей вероятности, они были отложены турбидитными потоками высокой плотности. В отложениях средней части конуса отмечаются и фации мелких конусных русел, представленные песчаными выполнениями древних эрозионных врезов до 4 м глубиной. Песчаники обычно косо- и горизонтальнослоистые, с обломками местных пород в основании разреза. В большинстве случаев они перекрываются мергелями с очень тонкими прослоями песчаных турбидитов, которые

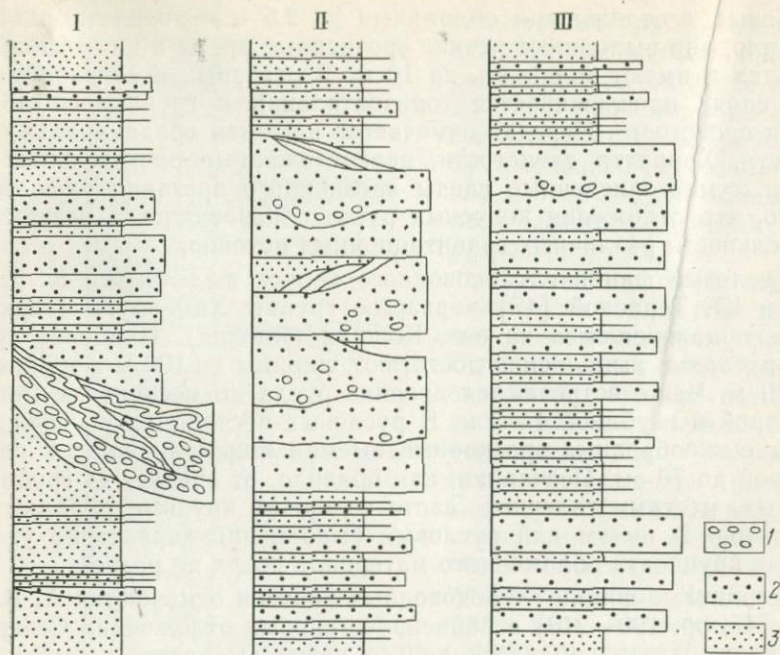


Рис. 30. Схематические геологические разрезы верхней (I), средней (II) и нижней (III) частей палеогенового глубоководного конуса. По А. Влиету [45, с. 190—210]

1 — галечно-гравийные отложения; 2 — песчаные отложения; 3 — тонкие глинисто-алевритовые отложения

завершили выполнение эрозионных врезов после прекращения активной деятельности древнего русла.

Фации нижней части конуса, также как и средней, представлены песчаными пачками мощностью от 10 до 50 м с увеличением мощности отдельных слоев и укрупнением обломочного материала вверх по разрезу. В отличие от средней, в фации аккумулятивных лопастей нижней части конуса полностью отсутствуют отложения конусных русел.

Фации русел древнего глубоководного конуса прослежены К. Нельсоном и Т. Нильсеном [43] в формации Бутано, имеющей эоценовый возраст и обнажающейся в горах Санта-Крус (Калифорния) к югу от Сан-Франциско. Палеореконструкция древнего конуса показала, что он формировался на глубинах переходных от батинальных к абиссальным и достигал 120—160 км в длину при ширине до 80 км. Русловые фации, представленные грубыми, крупнослойными конгломератами и разнородными песчаниками, образуют мощные линзообразные тела, выполняющие древние конусные долины (рис. 31).

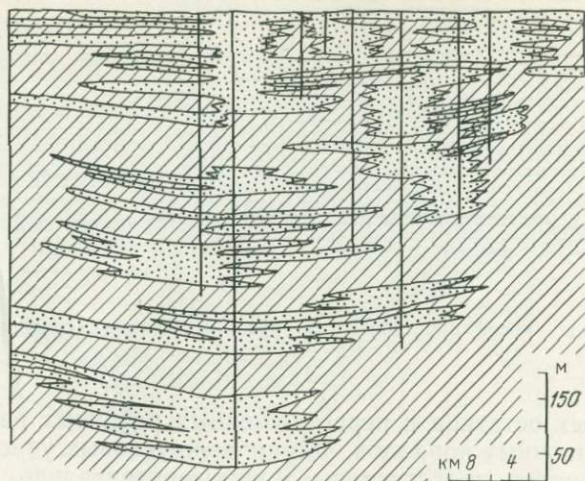


Рис. 31. Поперечный разрез формации Бутано, составленный по данным бурения. По К. Нельсону и Т. Нильсену [43]
Точки — русловые фации, штриховка — фации междорусловых участков

Для русловых фаций характерны как мелкогалечные конгломераты с четко ориентированными гальками и хорошо выраженной слоистостью, так и массивные или неяснослоистые более грубые валунные разности с хаотической ориентировкой обломков. Заполняющим веществом для всех разностей конгломератов служит песчаный материал, а глины практически отсутствуют. Песчаники в основном массивные, местами горизонтально слоистые, с включениями отдельных галек.

Фации междорусловых участков слагаются тонко переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами. В древнем конусе Бутано хорошо прослеживается уменьшение размеров конусных долин от глубоких и крутостенных в верхней части до мелких шириной около 10 м и глубиной не более 2 м у его внешнего края.

Фации средней части древнего конуса отмечены М. Коле [32] в среднеэоценовых отложениях о-ва Сан-Николас у берегов Калифорнии. Русловые фации представлены светло-серыми и темно-желтыми песчаниками и конгломератами с черепитчатым залеганием галек. Песчаники преимущественно среднезернистые, кварц-полевошпатовые, плохо- и среднесортированные, с мощностью отдельных слоев до 6 м и более. Для них характерны горизонтальная и волнистая слоистость (рис. 32), а также поверхности эрозийного размыва и следы гравитационной нагрузки, типичные для турбидитов. К русловой фации относятся также галечные, сильно песчаные алевролиты с включениями катышей глин, углистых

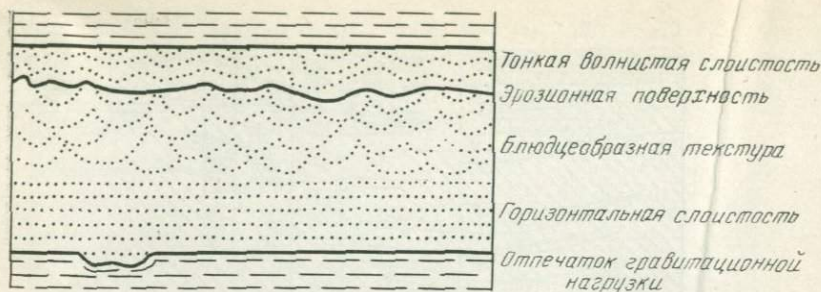


Рис. 32. Типы косої слоистости в русловых фациях среднего конуса. По М. Коле [32]

растительных остатков и переотложенных разбитых раковин гастропод и одиночных кораллов. Фации междусловых участков и прирусловых валов представлены тонко горизонтально слоистыми алевритами и мелкозернистыми песчаниками. Слои глин отложились в пелагических условиях седиментации.

Четкая фациальная дифференциация отложений древнего глубоководного конуса отмечается Е. Мутти [41] в формации Лага (верхний миоцен — нижний плиоцен) в районе Монт Билансьер, западнее Терамо (северная часть центральной Италии), расположенном в Северо-Апеннинском краевом прогибе. Здесь хорошо выделяются линзообразно залегающие русловые массивные песчаники (рис. 33) с мощностью отдельных пачек в 15—20 м, которые в отдельных случаях переслаиваются с тонкими прослоями пелитового материала, сформировавшегося в отмерших руслах и междусловых участках. Выше по разрезу залегают полупокровные песчаные тела внешней части конуса, которые переслаиваются с тонкими турбидитами абиссальной равнины. Эти полупокровные тела шириной до 4,5 км представлены массивными и грубослоистыми песчаниками с подчиненными прослоями мелкослоистых и более тонкозернистых песчаников, алевролитов и глин. По плоскостям напластования прослеживается значительное количество растительных остатков. Происхождение полупокровных песчаных тел связывается с деятельностью высоко концентрированных потоков осадков, являющихся переходными между потоками разжиженных осадков и турбидитными течениями. В них не прослеживаются следов конусных русел и пески не выполняли какие-либо крупные эрозионные депрессии.

Русловые фации древних глубоководных конусов могут служить хорошими литологическими ловушками для углеводородов, и в них известны нефтегазовые месторождения. Приведем два наиболее характерных примера.

Газовое месторождение, приуроченное к фациям главных конусных русел описано С. Ведросом и Г. Вишером [45, pp. 292—308] в среднеатокских отложениях (карбон) в бассейне Аркома

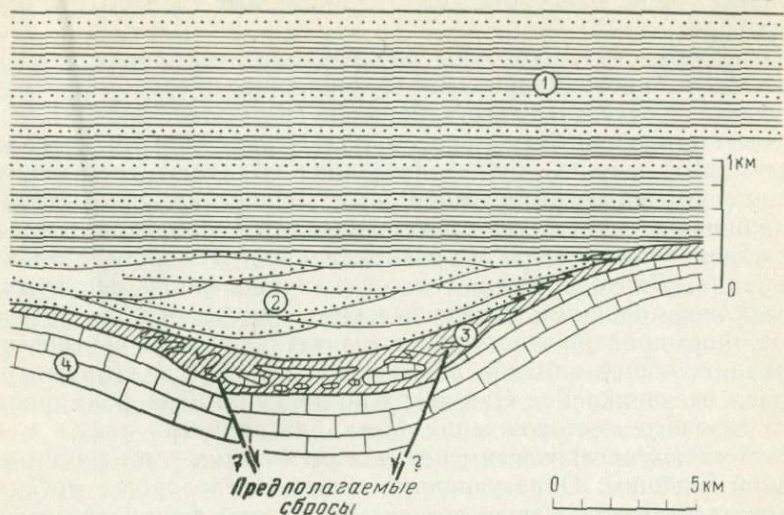


Рис. 33. Схематический поперечный разрез осадочного выполнения бассейна Лага. По Е. Мутти [41]

Цифры в кружках: 1 — переслаивание песчаников внешней части конуса с турбидитами абиссальной равнины; 2 — линзовидные тела песчаников русловых фаций средней части конуса; 3 — темные глины и карбонатные турбидиты с олистолитами и следами оползания; 4 — карбонатные отложения внутреннего шельфа

юго-восточной Оклахомы. Продуктивным горизонтом являются песчаники Ред Оак, которые были отложены в процессе роста глубоководного конуса, примыкающего к древним дельтам. Последние активно выдвигались с востока и севера в отдельные периоды атокского времени. Сам глубоководный конус формировался на континентальном склоне и подножии. Для его верхней части характерны крупные долины, имеющие ширину от нескольких сотен метров до 3 км и глубину от 10 до 150 м. Глубина древних долин определялась не только эрозией, но и интенсивной аккумуляцией на окаймляющих их прирусловых валах. Русловые выполнения вложены в аргиллиты или глины, возраст которых лишь ненамного древнее или практически одинаков с врезанием и выполнением долин. Это указывает на быстрый процесс формирования русловых фаций верхней части конуса формации Ред Оак. Древние конусные долины имели прямолинейную ориентировку и вытянуты с севера на юг. Недостаточное количество буровых данных не позволило проследить их переход в древний каньон, врезанный в шельф.

Средняя часть конуса характеризуется песчаными отложениями мигрирующих ветвящихся русел и отдельными аккумулятивными лопастями в их конечных частях. В нижней части конуса Ред Оак русловые фации полностью отсутствуют, и он сложен тонко горизонтально слоистыми аргиллитами с маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Фации нижней ча-

сти конуса прослеживаются уже за пределами газового месторождения.

Тонкозернистые, хорошо сортированные песчаники Ред Оак практически чисто кварцевые (содержание кварца 90—95 %) с примесью слюд и тяжелых минералов (турмалин, циркон), а также частиц карбонатных пород и включений глин до нескольких миллиметров в поперечнике. Песчаники обладают достаточно хорошими коллекторскими свойствами. В них не прослеживается градационная слоистость, характерная для турбидитов, и их происхождение связывается с гравитационным течением осадочного материала. Линзообразные тела песчаников фации конусных русел явились хорошими литологическими ловушками для углеводородов. Формированию ловушек в значительной мере способствовало экранирующее влияние развивавшегося сброса, который ограничивал песчаники Ред Оак вверх по падению. Для формирования этого газового месторождения была благоприятна также и близость богатых органическим веществом морских глин фации абиссальной равнины. Образующиеся в них углеводороды могли мигрировать в вышележащие песчаные русловые фации древнего конуса.

Крупное газовое месторождение Фригг с запасами около 200 млрд. м³ описано Ф. Херритером в нижнеэоценовом глубоководном конусе, приуроченном к бассейну Викинг (Северное море). Природными резервуарами являются русловые фации древнего конуса, представленные рыхлыми песчаниками от тонко- до среднезернистых, с хорошими коллекторскими свойствами. Достаточно четко выделяются крупное питающее русло верхней части конуса с наиболее грубыми разностями песчаников, аккумулятивные лопасты и мелкие русла средней части конуса, окаймленные прирусловыми валами, и нижняя часть конуса, где резко преобладают глины фации межрусловых участков. Формирование ловушек в основном связано с неравномерным уплотнением глин и песков в процессе осадконакопления и после. Покрышками являются среднеэоценовые морские глины, а нефтематеринскими породами — преимущественно глинистые отложения юрского возраста. Газовое месторождение подстилается нефтеносным продуктивным горизонтом мощностью около 10 м. Нефть тяжелая, нафтеновая, и пока еще не имеется возможностей для ее промышленной добычи.

Таким образом, рассмотренный выше материал показывает, что изучение фациальной дифференциации древних глубоководных конусов имеет большое палеогеографическое значение для определения древних обстановок осадконакопления и несомненно представляет значительный практический интерес при поисках месторождений нефти и газа.

Главный и наиболее достоверный метод выделения отложений древних глубоководных конусов — выявление радиальной системы конусных долин и второстепенных русел. Однако это не всегда удается сделать даже в хорошо обнаженных районах, а тем более по буровым скважинам и геофизическим данным. Поэтому К. Нель-

сон и Т. Нильсен отмечают шесть основных признаков, характерных для конусных отложений: 1) отсутствие стратиграфической корреляции между прилегающими друг к другу участками, вызванное врезанием и миграцией конусных русел, а также их последующим выполнением осадками другого возраста; 2) резкие латеральные изменения в литологическом составе между фациями русла, прируслового вала и междрусловых участков; 3) хорошо развитое линзовидное залегание мощных русловых отложений и присутствие крупнослойных песчаных пачек, выполняющих мелкие русла, стенки которых местами могут быть выделены в разрезах; 4) приуроченность наиболее крупной слоистости к русловым отложениям верхней части конуса и ее уменьшение вниз по конусной долине и в сторону от главного русла; 5) резкие изменения в характере последовательности слоев, гранулометрического состава, мощности и осадочных текстур турбидитов от верхних частей конуса к нижним и от русел к междрусловым участкам; 6) уменьшение размерности частиц гемипелагических отложений и турбидитов вниз по конусу; приуроченность наиболее грубого обломочного материала к верхней конусной долине и питающему каньону.

Для отложений глубоководных конусов типично обогащение пелагическими осадками к их внешним частям. Вследствие подводной транспортировки с резко отличающимся механизмом перемещения по сравнению с наземными потоками конгломераты русловых фаций конуса, как правило, характеризуются слабой окатанностью, следами оползания, катышами глин, включениями обломков нижележащих пород, переотложенными раковинами моллюсков и прослоями пелагических глин с морской фауной, формирующихся во время трансгрессивных циклов. Нормальная ориентировка галек с короткой осью по течению, как правило, не встречается в глубоководных конгломератах.

Характер осадконакопления на глубоководных конусах зависит от колебаний уровня морского бассейна. В периоды трансгрессий усиливается, вплоть до полного преобладания, пелагическое осадконакопление, и конусные русла обычно отмирают. В регрессивную фазу происходит резкая активизация всех процессов перемещения обломочного материала на конусе и в питающем каньоне. В периоды регрессий заполняющим веществом для конгломератов является обычно песчаный материал, а при трансгрессиях — преимущественно глинистый. Изменение состава заполняющего вещества конгломератов может происходить также при смене питания каньонов с дельтового на вдольбереговое, и наоборот.

РИФЫ

Рифы, также как дельты и глубоководные конусы, являются крупными аккумулятивными формами континентальных окраин, весьма перспективными для поисков различных полезных ископаемых, и в особенности нефти и газа. К настоящему времени уста-

новлено, что свыше 50 % мировых запасов нефти и газа связано с рифовыми образованиями различного возраста. К рифовым отложениям часто бывают приурочены крупные месторождения бокситов, фосфоритов, марганцевых руд, полиметаллов и т. п.

Основными средствами изучения рифов являются дорогостоящие геофизические методы и бурение. Между тем, в пределах значительной части акватории Мирового океана, слабо охарактеризованной геолого-геофизическими исследованиями, имеется много современных рифов, изучение которых более доступно. Геолого-геоморфологические материалы, полученные при изучении современных рифов, в большинстве случаев позволяют прогнозировать положение древних ископаемых рифов, с которыми часто связаны различные месторождения полезных ископаемых. Для того чтобы подойти к такому прогнозу, необходимо хотя бы в общих чертах знать условия образования органогенных построек и их связь с тектоническими структурами.

Органогенные постройки (или, как их чаще называют, органогенные рифы) — это созданные организмами сооружения, каркас которых достаточно прочен, чтобы эффективно противостоять действию волнения.

Рифовые сооружения покоятся на основании, состоящем как из животных (кораллы, мшанки, фораминиферы), так и растительных (водоросли) остатков. Для их образования необходим ряд экологических условий. Во-первых, такие постройки могут образовываться при температуре воды не ниже $+18—+20$ °С. Поэтому они в основном встречаются лишь в тропических морях.

Во-вторых, их существование возможно в воде с нормальной соленостью (27—40 ‰). Поэтому в районах с резким опреснением морской воды (например, в дельтовых и авандельтовых участках крупных рек) рифовые постройки, как правило, не формируются.

В-третьих, для нормального роста органогенных построек необходимо достаточное количество солнечного света, поэтому большинство рифовых образований может активно развиваться не глубже 40—50 м.

Органогенные сооружения также очень чутко реагируют на загрязнение воды. Живые организмы, образующие постройки, любят чистую и прозрачную воду. Вот еще одна причина, почему перед устьями крупных рек, выносящих множество взвешенного материала, рифовые сооружения отсутствуют. Наиболее благоприятные условия для роста рифовых образований создаются в тех местах, где имеются постоянные течения и достаточное волновое движение воды, что способствует обильному снабжению их пищей в виде планктона и усиленному кислородному обмену.

И, наконец, для появления органогенных построек необходимо, чтобы организмы расселялись не равномерно по дну бассейна, а отдельными скоплениями с высокой плотностью поселения. Чаще всего такими локальными участками служат положительные формы рельефа морского дна. В связи с большей мелководностью эти участки лучше освещены и отличаются большей прогреваемостью мор-

ской воды, а следовательно, здесь существуют более благоприятные условия для поселения водорослей.

Среди нескольких наиболее распространенных теорий происхождения рифов в настоящее время большинством исследователей, занимающихся этой проблемой, предпочтение отдается стройной теории, обоснованной известным английским естествоиспытателем Ч. Дарвином еще в 1842 г. при изучении рифов во время кругосветного путешествия на корабле «Бигль». Ч. Дарвин в основе каждого атолла (конечной стадии образования рифа) рассматривал вулканический цоколь. Он считал, что любой атолл образуется на вулканическом острове. На этом острове развиваются коралловые рифы, расположенные по его периферии и образующие окаймляющий риф, местами вплотную примыкающий к берегу. Затем, по мере медленного опускания морского дна остров постоянно погружался и уменьшался в размерах, а вместе с ними погружался и риф. Однако кораллы постоянно надстраивали этот риф до уровня моря. Но так как рост рифа у поверхности моря происходил только на внешней стороне в сторону открытого моря, то риф отдалялся постепенно от берега, отделялся образовавшимся каналом от острова и постепенно превращался в барьерный риф. При дальнейшем опускании морского дна остров полностью погружался под воду, и только риф, непрерывно надстраиваемый живыми кораллами, оставался в виде кольца на месте затонувшего острова, образуя таким образом атолл (рис. 34).

Теория Дарвина не требует, чтобы вулканические острова особо возвышались над поверхностью океана. Достаточно только вулканическому поднятию достигнуть глубины, на которой может начаться рифообразование, и в случае погружения острова отложения известняка и растительных остатков, образуемые кораллами и связанными с ними организмами, будут сохранять поверхность рифа на уровне моря.

Не вдаваясь в детали других теорий (гляцио-эвстатическая теория Р. Дэли, объяснявшая образование лагун как результат абра-

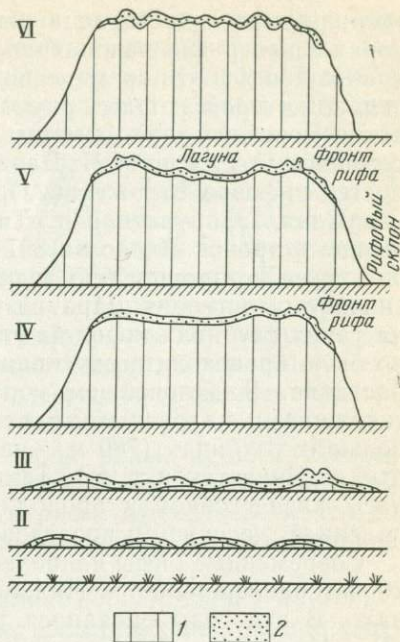


Рис. 34. Стадии развития рифа. По И. Т. Журавлевой и Е. И. Мягковой [7]

I — начальная постройка (эмбриональная колония); II — хоим; III — рифонд; IV — неполно развитый риф; V — зрелый риф; VI — разобщенный, или умирающий риф. Зоны органогенной постройки: 1 — мертвая; 2 — живая

зионной деятельности льда в период четвертичного оледенения, а коралловые рифы рассматривавшая как реликтовые участки, сохранившиеся в это время лишь в немногих местах; теория Д. Меррея, по которой атоллы приурочены к участкам вертикального поднятия морского дна), отметим лишь, что их сторонники брали под сомнение утверждение Ч. Дарвина о существовании больших мощностей рифовых отложений. Правоту Дарвина доказала первая же скважина, пробуренная в Тихом океане на атолле Фунафути в группе островов Эллис в 1897—1898 г.: достигнув глубины 360 м, она так и не прошла всю толщину коралловых известняков. А это значило, что теория Дарвина полностью подтверждается, так как на таких глубинах кораллы расти не могут. Следовательно, должно было происходить опускание рифовой постройки по мере ее нарастания. В дальнейшем коралловые известняки были вскрыты скважинами на разных атоллах Тихого океана и на значительно больших глубинах (780 м — на атолле Бикини, 1267 и 1405 м — на атолле Эндиветок и т. п.). Таким образом, теория Дарвина оказалась жизнестойкой и продолжает оставаться наиболее распространенной, логичной и последовательной теорией и в наши дни.

Современные рифы наиболее детально изучались последние 15—20 лет одновременно в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах. В эти годы появился ряд интересных работ зарубежных (В. Максвелл, Д. Стодарт, Дж. Миллиман, Дж. Шевелье, Х. Лэдд) и советских (И. К. Королюк, М. В. Михайлова, В. Г. Кузнецов, И. Т. Журавлева, Е. И. Мягкова и др.) исследователей, затрагивающих вопросы образования, развития и классификаций современных органогенных построек. В этих работах приводятся разнообразные классификации [7], в основу которых авторы брали то тектонический фактор, то местоположение в океане, то форму роста рифов и т. п. То-есть, в каждой из них предпринималась попытка систематизировать какие-то характерные особенности современных рифов.

Большинство исследователей вслед за Ч. Дарвиным выделяет три основных типа рифов — береговые, барьерные и кольцевые, представляющие собой единый генетический ряд.

Береговые или окаймляющие рифы формируются у берегов и часто бывают соединены с сушей. Барьерные рифы большей частью отделены от берега коралловыми лагунами. Кольцевые рифы обычно представлены атоллами — образованиями округло-овальной формы, растущими, как правило, на глубоководном цоколе и окаймляющими лагуны [30].

Ф. Шепард дополнительно выделяет еще три типа рифов: 1) фаро — также кольцевые рифы, чаще всего приуроченные к банкам или к материковым отмелям; 2) столовые рифы или коралловые банки, обычно возвышающиеся над дном в виде плато без отчетливо выраженного кораллового кольца; 3) коралловые холмы, называемые также пятнистыми и одиночными или островерхими рифами (пиннаклями) — небольшие рифовые постройки на дне лагун, атоллов и барьерных рифов.

Обычно береговые или окаймляющие рифы образуются в тех местах, где подводный склон достаточно крутой и сразу на небольшом расстоянии происходит резкое увеличение глубин. В таких случаях рифы могут существовать только у самого берега и сплошь и рядом образуют непосредственное продолжение берега. Береговые или окаймляющие рифы широко распространены в Индийском океане, особенно у берегов Восточной Африки (в Красном море, у берегов Кении и Танзании, у западного побережья Мадагаскара). Реже они встречаются у северо-западного побережья Австралии и на Суматре. Они распространены вокруг Сейшельских, Коморских и Маскаренских, а также Андаманских и Никобарских островов. Выделяются две разновидности береговых рифов: 1) рифы, не защищенные от воздействия волн открытого моря, обращенные в его сторону своим внешним склоном; 2) рифы, защищенные барьерным рифом от воздействия морского волнения.

Барьерные рифы представляют собой валы, поднимающиеся со дна моря и параллельные берегу, отделенные от него каналом или лагуной. У Большого Барьерного рифа, вытянутого почти на 2000 км вдоль восточного побережья Австралии, средняя ширина лагуны составляет 30—50 км.

Большой Барьерный риф представляет собой цепочку многочисленных отдельных рифовых массивов, вытянутых по границе с открытым океаном. Помимо них, множество небольших рифов разбросано и среди лагуны.

Кроме Австралии, барьерные рифы изредка встречаются в Индийском океане (у северо-западного побережья Мадагаскара, в Манарском заливе).

Несмотря на сильную абразионную деятельность волн, именно на внешней стороне рифов происходит наибольшее разрастание, что связано с постоянным усиленным обменом вод, доставляющих большое количество планктона — основной пищи коралловых полипов. Таким образом, на внешней стороне рифа происходят и наиболее сильный рост рифа, и наиболее сильное разрушение его. Поэтому внешний край рифа очень крутой, и у барьерных, и у окаймляющих рифов часто обрывается к довольно большим глубинам.

Атоллы чаще всего имеют подводный цоколь в виде вулканического конуса, резко обрывающегося по краям к значительным глубинам. На цоколе расположены коралловые рифы, которые поднимаются над водой в виде кольца низких коралловых островов или сплошного кольцевидного вала, замыкающего внутреннее водное пространство — лагуну. Рифовые кольца и есть непосредственно атоллы. Размеры атоллов изменяются от 2 км до нескольких десятков, реже сотен километров в поперечнике. Чаще всего атоллы поднимаются всего на несколько метров над уровнем океана, а иногда и вовсе не выступают на поверхность, представляя собой подводные банки. Однако иногда встречаются атоллы, достигающие высоты в несколько сотен метров над уровнем океана (например, атолл на о-ве Рождества в Индийском океане имеет

высоту 364 м). Широкое распространение имеют атолы в Тихом и Индийском океанах. Некоторые исследователи наряду с атоллами выделяют краевые рифы. Краевые рифы, как и барьерные, связаны с резким изменением глубин бассейна, но расположены далеко от берега. К краевым рифам относятся некоторые рифы Багамских островов, архипелага Чагос и др. Между краевыми рифами кольцевой формы и атоллами можно поставить знак равенства.

Большинство атоллов имеет следующее строение. С внешней стороны выделяется наружный (океанический) склон, обычно очень крутой (иногда до 45°), резко обрывающийся к большим глубинам, местами до 3000 м и более. Далее при движении внутрь атолла, в сторону лагуны расположен известково-водорослевый гребень (или кораллово-водорослевый барьер). Он чаще хорошо развит лишь на наветренной стороне рифа и представляет собой наиболее высокую часть рифа, образованную растущими кораллами и водорослями, а также обломками мертвых кораллов. Иногда такой гребень напоминает куэсту, поднимающуюся на 1—1,5 м над рифовым плато, расположенным позади него. Гребень или барьер отсутствует на атоллах в ряде закрытых морей (например, в Красном море или в морях Индонезии), где не наблюдается такого сильного прибоя, как в открытом океане. Еще далее располагается рифовое плато — подводное образование, часть которого осушается в отлив. Плато сложено как живыми, так и мертвыми коралловыми рифами, а также рифовым детритусовым известняком, сцементированным вместе с известковыми водорослями. Во время отлива обнажается большое количество островов, сложенных коралловым песком. По существу, рифовое плато в значительной степени обязано своим образованием постоянному разрушению волнами известково-водорослевого гребня, материал разрушения которого и откладывается на плато. Рифовое плато постепенно переходит во внутренний склон рифового кольца, как правило, более пологий, чем внешний. Обычно значительная часть этого склона занята песчаными отмелями и пляжами, которые образуют песчаные острова. Наконец, внутренняя лагуна как бы венчает строение атолла. Дно лагуны, как правило, бывает неровным и чаще всего заполнено осадками и внутрилагунными рифовыми постройками. Вот здесь как раз и встречаются коралловые внутрилагунные холмы, которые Ф. Шепард выделяет в виде еще одного типа рифов. Обычно они имеют пирамидальную или коническую форму, с очень крутыми склонами до 60° и высотой от 2 до 10, реже 50 м при диаметре в основании от нескольких метров до 2 км. Чаще всего эти холмы (кноллы) поднимаются со дна лагуны до высоты нижнего уровня прилива. Достигнув этого уровня, они обычно растут не вверх, а вширь.

Кноллы широко распространены в Андаманском море, Манарском заливе, в пределах Лаккадивских, Мальдивских и Никобарских островов, а также на других островах Индийского и Тихого океанов. Часто с кноллами связано образование баров, песчаных кос и островов. Появление отмирающих или отмерших кноллов

указывает на отложение осадков органического происхождения, что может являться одним из факторов образования скоплений угледородов.

Кноллы чаще всего выступают в виде отдельных сооружений, но иногда объединяются в небольшие кольцеобразные рифы и образуют фаро. Такую картину можно наблюдать, например, на Мальвинских островах и в пределах Большого Барьерного рифа. Фаро отчетливо возвышаются над дном лагуны. Кольцевидная их форма обусловлена воздействием волн преобладающих направлений, распределяющих обломочный материал в виде подковообразного в плане накопления.

Как кноллы, так и фаро имеют довольно широкое распространение и в пределах барьерных рифов, а кноллы встречаются и в окаймляющих рифах.

Наконец, столовые рифы, или гайоты, обычно расположены на глубинах более 200 м. При глубине над вершиной гайотов менее 200 м употребляется термин «океаническая банка». Термин «гайот» (по имени первооткрывателя американского ученого А. Гюйо) был предложен Г. Хессом в 1946 г. для определения плосковершинных подводных гор, обнаруженных им при промерных работах в Тихом океане. Большая часть атоллов и гайотов приурочена к положительным морфоструктурам ложа океана — к океаническим валам и поднятиям.

Ч. Дарвин утверждал, что природа рифов определяется природой движений земной коры. И действительно, ведь в основе дарвинской теории образования рифов лежит гипотеза медленного опускания морского дна, благодаря чему и возможно образование единого генетического ряда (переход береговых рифов в барьерные, а барьерных рифов в атоллы).

Большинство исследователей среди ископаемых рифовых построек выделяют биогермы и биостромы. Термин «биогерм» подразумевает органогенное рифовое образование выпуклой формы. Форма биогермов может варьировать от холмовидной до столбчатой, грибовидной, или линзовидной и зависит от соотношения скорости роста биогерма и скорости осадконакопления на соседних участках.

Термин «биостром» применяется обычно для обозначения пластообразной органогенной постройки. Как правило, этим термином характеризуются слоистые органогенные структуры. Биогермы и биостромы встречаются как в виде отдельных небольших скоплений, так и в виде сложных органогенных массивов.

И. К. Королюк, М. В. Михайлова и другие выделяют биогермные, биостромные и рифовые массивы. Биогермные массивы состоят из биогермов, биостромов и подчиненных им сопутствующих пород. Такие массивы чаще всего имеют куполовидную форму с высотой от нескольких десятков до нескольких сотен и даже до 1000 м. Величина основания колеблется от 100 м до нескольких километров. Биогермные массивы сложены детритовыми известняками, реже с участием хемогенных пород. Такие массивы встреча-

ются или грядами, или цепочками: обособленные массивы расположены один от другого на расстоянии в несколько километров. Подобные цепочки иногда протягиваются на сотни километров. Ширина зон распространения таких массивов достигает 12 км. Именно к такого рода массивам чаще всего бывают приурочены залежи нефти и газа, а также месторождения бокситов.

Биостромные массивы сложены почти полностью биостромами, налегающими друг на друга. До своего образования такие массивы долгое время являлись пластовыми органогенными сооружениями, не приподнятыми над окружающими участками дна. Однако рост массива приводит в конце концов к наслаиванию биостромов один на другой и образованию как бы формы протыкания самой различной конфигурации.

Наконец, рифовые массивы — наиболее сложные органогенные постройки, которые помимо биогермных образований включают в свой состав, так называемые предрифовые и зарифовые отложения. Эти осадки накапливаются вокруг рифа и включают разнообразные породы, которые клиновидно переслаиваются с рифовыми пластами. Предрифовые осадки обычно откладываются у основания рифа и образуются за счет разрушения края рифовой платформы.

Зарифовые осадки по существу являются лагунными образованиями и характеризуются правильной слоистостью, тонкозернистой структурой и состоят из известкового ила, водорослевых известняков и доломитов. Предрифовые и зарифовые осадки имеют высокую первичную пористость только вскоре после отложения, а при уплотнении становятся менее пористыми и в связи с этим менее перспективными в нефтегазоносном отношении.

Однако основную часть всех рифовых массивов составляют биогермные породы, состоящие из отдельных крупных биогермов, тесно прижатых друг к другу. Для рифовых массивов характерны значительные размеры, площади до десятков километров и мощности до нескольких сотен метров.

Высокая пористость и проницаемость известняков и доломитов способствуют созданию благоприятных условий для образования скоплений углеводородов в рифовых массивах. Высокая пористость карбонатных пород обычно связывается со вторичными процессами, обуславливающими доломитизирование, трещиноватость и выщелачивание.

Наиболее благоприятные условия для этих процессов создаются в период выхода рифов из-под уровня океана в момент деятельности субаэральных агентов. Кроме того, в этот период возникают условия, способствующие накоплению ритмичной толщи хемогенных пород: доломитов, ангидритов и солей. Такие эвапоритовые толщи, по-видимому, образовывались во время регрессий океана при процессах осолонения бассейна.

По мнению Л. Г. Никифорова, в результате таких процессов карбонатные породы перекрываются сверху непроницаемыми слоями ангидритов или солей. Так образуются надежные непроницаемые покрышки.

К. С. Кузьминская и В. Е. Хаин указывают, что наиболее мощное рифообразование на протяжении всей истории Земли происходило в геосинклинальных морях, краевых частях крупных платформенных впадин (синеклиз) и в передовых прогибах на их внешних крыльях.

В настоящее время большинством исследователей выделяются геосинклинальные и платформенные рифы.

Геосинклинальные древние погребенные рифы, как указывают С. П. Максимов, Г. А. Каледа и др., обычно приурочены к узким линейным зонам поднятий, сопряженных с обеих сторон с прогибами. Мощность таких рифов достигает сотен, реже тысячи метров. Иногда погребенные рифы геосинклинального типа располагаются на локальных антиклиналях, осложняющих склоны относительно крупных и широких поднятий. Небольшие рифогенные постройки часто прослеживаются вдоль разрывных нарушений, разделяющих прогибы и поднятия геосинклинальных областей.

В платформенных областях погребенные рифогенные постройки часто приурочены к зонам сочленения платформ с предгорными прогибами и океаническими впадинами. Благоприятным местом для развития рифов являются также зоны флексур и цепочки антиклинальных складок на склонах крупных сводов. Рифы флексур и зон антиклинальных складок на крыльях крупных сводов обычно имеют линейную вытянутую форму, протягиваясь цепочкой иногда на 100—150 км и более.

Скорость прогибания участков, на которых образуются органогенные постройки, в значительной степени определяет и мощность рифовых сооружений. Вот почему мощности геосинклинальных рифов, как правило, больше платформенных.

В большинстве случаев региональные и локальные уступы и поднятия рельефа дна, на которых зародились рифовые системы и одиночные рифы, имеют тектоническую природу. Такие уступы, хорошо выраженные в рельефе дна и продолжающиеся на глубине, чаще всего бывают приурочены к зонам сочленения различных тектонических элементов, реже соответствуют крупным региональным линейным структурам.

В. Г. Кузнецов [13] считает, что рифы являются весьма чувствительными индикаторами предшествующего рельефа. Так как разломы обычно разделяют разные тектонические элементы, а рифы формируются как раз на границах структур с различным характером развития, то можно говорить о рифах, как и об индикаторах разрывной тектоники. Если же рифообразование совпадало по времени с активизацией разломов и движения по ним были достаточно значительны, то между рифами и разломами устанавливается весьма четкая пространственная и генетическая связь.

Аналогичную мысль высказал В. Е. Хаин еще в 1962 г. Он отмечал приуроченность ряда атоллов Тихого и Индийского океанов к глубинным разломам, объясняя это тем, что цоколем атоллов в большинстве случаев являются потухшие вулканы, часто распола-

гающиеся на линиях глубинных разломов. В. Е. Ханн также отмечает, что развитие атоллов наблюдается и на сводах растущих на фоне общего погружения брахиантиклинальных и куполовидных поднятий.

М. М. Грачевский указывает, что для зарождения и дальнейшего развития рифов необходим резкий перегиб профиля морского дна. Он считает, что локальные куполовидные рифы всегда зародились на относительных поднятиях рельефа морского дна, которые чаще всего имеют тектоническую, но иногда и седиментационную природу.

Г. Ф. Крашенинников также считает, что большинство рифовых построек имеет четкую структурную обусловленность. На это указывает и А. Леворсен. Так, например, развитие рифа месторождения Тодд в Техасе связано с ростом куполовидной структуры морского дна, так же как и на юго-восточном крыле куполовидной структуры Лисбон в Луизиане. Данные бурения дают возможность расшифровать палеогеоморфологические условия образования древних рифов. Ранее указывалось, что при бурении на атолле Энветок рифы вскрыты на глубинах 1250 и 1400 м и датируются эоценовым возрастом, т. е. они образовались около 60 млн. лет назад. Определение возраста рифов позволило О. К. Леонтьеву рассчитать скорость тектонического погружения морского дна, которая составила в среднем около 0,023 мм/год, а за плиоцен-четвертичное время — около 0,06 мм в год. Поскольку известно, что современное повышение уровня мирового океана происходит со скоростью около 1 мм/год, то средней величиной погружения морского дна можно пренебречь (ведь она на два порядка ниже). Отсюда ясно, что погружение рифа со скоростью даже 1 мм/год не препятствует его нарастанию, т. е. скорость его роста в высоту (от 1 до 10 мм/год, по данным В. Г. Кузнецова) компенсирует скорость погружения. Уровень Мирового океана достиг современного состояния около 6000 лет назад, после окончания ледникового периода, следовательно, все современные рифы начали образовываться только с этого времени. Около 15 000 лет назад уровень мирового океана был почти на 100 м ниже современного, поэтому коралловые рифы, образовавшиеся во время последнего ледникового периода, теперь находятся значительно ниже глубины активного рифообразования, что во многих местах подтверждается эхолотированием и геофизикой.

Скорость повышения уровня океана во время таяния ледников была значительной (выше 1 см/год), что естественно препятствовало стабильному положению и росту рифов. Только после окончания ледникового периода снова заметно возобновилась рифообразующая деятельность, но так как кораллы имели сравнительно небольшой срок для своего формирования, то их основное современное положение определялось ростом и дальнейшим развитием их на месте ископаемых древних (доледниковых) рифов. Д. Стодарт также отмечает, что современные рифы являются только «облицовкой» более древних структур.

Таким образом, унаследованное развитие рифов в свете теории их происхождения по Дарвину представляется в подавляющем большинстве случаев беспорядком.

Однако имеет место и седиментационная природа образования рифов. Известно, что образование многих рифов связано с особенностями аккумулятивных форм рельефа морского дна. Так Ч. Дарвин одним из первых отметил, что атоллы могут образовываться на мелководных банках только за счет нарастания кораллов, без всякого погружения может возникнуть рифовая постройка, почти не отличающаяся от настоящего атолла. Однако банки — промежуточные аккумулятивные формы образования атоллов — также являются структурно-обусловленными формами, на что указывают Л. Г. Никифоров и др.

Таким образом, в подавляющем большинстве случаев, учитывая унаследованность развития современных рифов от более древних, можно со значительной степенью достоверности прогнозировать положение древних ископаемых рифов, с которыми часто бывают связаны высокоперспективные месторождения нефти и газа. Месторождения нефти и газа в рифах открыты в Канаде и США, Мексике и Ливии, Ираке и Турции, Сирии, ГДР, Болгарии и в ряде других стран. К числу месторождений такого рода относится и ряд месторождений-гигантов: в Ливии (Амаль-Нафура-Ауджила с извлекаемыми запасами более 700 млн. т, Гиало — 280 млн. т и Зелтен — более 300 млн. т), в США (Скарри-Снайдер — 240 млн. т.), а также на Ближнем Востоке.

С рифогенными известняками часто бывают связаны и крупные месторождения бокситов. Такие месторождения известны на Ямайке, Гаити, в Испании, во Франции.

На некоторых современных рифовых островах известны промышленные залежи бокситов (атоллы Реннелл и Беллона в группе Соломоновых островов, острова архипелага Луайоте — между Новыми Гебридами и Новой Каледонией, острова Кука и др.). Руда здесь залегает на закарстованной поверхности высоких террас и поднятых внутририфовых лагун и имеет мощность от нескольких десятков сантиметров до 2 м. Содержание глинозема в них достигает 58 %. По данным А. С. Калугина и Н. В. Пастуховой, на о-ве Реннелл разведанные запасы бокситов составляют 36 млн. т, а предполагаемые 100 млн. т.

Основное промышленное значение имеют бокситы древних рифов, развитых в геосинклинальных областях, которые образуют так называемый карстовый тип месторождений. Ю. К. Горецкий указывает, что все известные месторождения мира сложены в основном карбонатными породами рифогенного происхождения.

Очень богатые месторождения молодых геосинклинальных бокситов имеются на островах Ямайка и Гаити. На о-ве Ямайка почти половина территории занята белыми рифовыми известняками эоцен-миоценового возраста, окаймляющими два антиклинальных поднятия. Залежи бокситов приурочены к долинам или другим депрессиям с неровным дном, а также часто выполняют небольшие

карстовые карманы, трубки и полости. Трубки бокситов иногда опускаются на 15—17 м от поверхности известняка.

Бокситовые месторождения известны на рифовых системах (береговых и барьерных), а также на одиночных внешних рифах. Как отмечает В. Г. Кузнецов [13], залежи находятся в различных фациальных зонах рифового комплекса — в пределах ядра, а также в карбонатных породах рифовых и зарифовых лагун. При интенсивном развитии карстовых процессов бокситы обычно заполняют воронки, польи, провалы, глубокие трубки и другие отрицательные формы карстового рельефа. При этом залежи имеют меньшую площадь, но значительную мощность и, как правило, характеризуются более высоким качеством.

В настоящее время четко не установлено, каким образом попадает алюмосиликатный материал на рифы. Так, например, Ю. К. Горецкий считает, что рифы являются прежде всего ловушками, которые улавливали с суши рудный материал, образовавшийся при латеритизации алюмосиликатных пород на континенте.

А. С. Калугин предполагает, что исходным материалом является вулканический пепел, который осаждается на поднятых над уровнем моря рифах, где и происходит его латеритизация. Другие исследователи утверждают, что алюмосиликатный материал переносится на рифы ветром, течениями и т. п. Важно, что независимо от того, какими путями попадает на рифы исходный материал, здесь существуют благоприятные условия (влажный жаркий климат, хорошая проницаемость и дренируемость пород) для его бокситизации.

С рифами могут быть связаны и промышленные месторождения марганцевых руд. Обычно марганцевые руды образуются в кремнистых глинисто-карбонатных слоистых отложениях межрифовых и внутририфовых депрессий. Такие депрессии со спокойным гидродинамическим режимом служили ловушками для рудных взвесей. Основное оруденение часто бывает связано с карбонатными отложениями склонов рифовых массивов. Среднее содержание марганца в первичных карбонатных рудах обычно около 20 %, в отдельных случаях повышается до 28 %.

К рифовым комплексам бывают приурочены и промышленные месторождения полиметаллических руд. Рудные месторождения такого типа известны в Замбии, Канаде, Марокко, Испании, Австрии, США и в ряде других стран. Они могут быть связаны с биогермами и биостромами, а также с предрифовыми фациями. Рифы создают благоприятные условия, способствующие осаждению, концентрации и сохранению рудных компонентов в спокойной гидродинамической обстановке с восстановительной средой.

Хорошо известны и островные месторождения фосфоритов, расположенные на современных атоллах Тихого и Индийского океанов. Наиболее крупные из них разрабатываются на островах Науру и Ошен — в Тихом океане и на о-ве Рождества — в Индийском. Фосфориты почти полностью покрывают о-в Ошен и большую часть

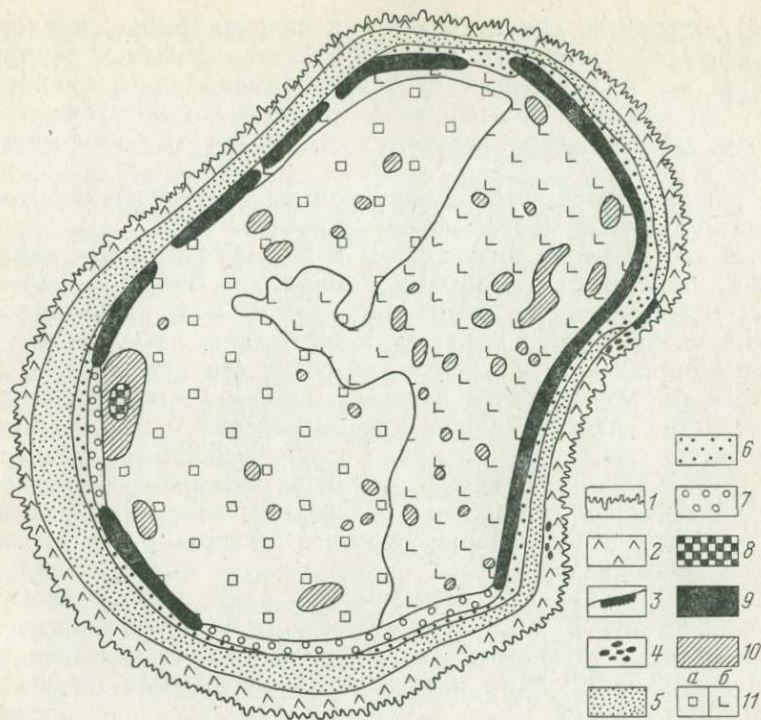


Рис. 35. Геоморфологическая схема о-ва Науру и положение залежей фосфоритов. По В. Г. Кузнецову [13]

1 — окаймляющий риф; 2 — бенч; 3 — клиф; 4 — абразионные останцы; 5 — пляж и первая морская аккумулятивная терраса высотой 12 м (поздний плейстоцен?); 6 — вторая морская кораллово-известковая терраса высотой 34 м (плейстоцен); 7 — третья морская абразионная терраса высотой 64 м (плейстоцен); 8 — четвертая морская абразионно-аккумулятивная терраса высотой 12 м (голоцен); 9 — кольцевой барьер (риф) древнего поднятого атолла (палеоген); 10 — внутрилагунные рифы (палеоген); 11 — фосфориты на дне лагуны с древним карстовым рельефом: а — вскрытым в результате разработок фосфатов, б — погребенным под толщей фосфатов

о-ва Науру (рис. 35). В отдельных случаях мощность пластов достигает 24 м. Содержание фосфорита в рудах, по данным В. Г. Кузнецова [13], составляет 35—40%. Эти месторождения связаны с преобразованием гуано. На островах накапливается ежегодно слой гуано мощностью до 10 см, содержащий большое количество фосфора. Процессы фосфатизации здесь происходят весьма ускоренными темпами. Чистые рифовые известняки и доломиты легко промываются и карстуются, способствуя тем самым выветриванию гуано, а наличие кальция обеспечивает образование наиболее высококачественных кальциевых фосфоритов. На этих островах имеются и высококачественные залежи выпавших из растворов фосфоритов, расположенные в бассейнах древних лагун.

Наиболее распространенным видом фосфоритовых залежей являются древние (докембрий — ранний палеозой) пластовые и лин-

зовые фосфориты, образующиеся на склонах рифов, а иногда в межрифовых понижениях, а также внутририфовых и зарифовых лагунах геосинклинальных областей. Именно на склонах рифов возникают наиболее благоприятные условия для образования фосфоритов, так как здесь происходит подъем богатых фосфором глубинных вод.

К рифам иногда бывают приурочены месторождения серы и кальцита, имеющие промышленное значение.

Большое значение имеют рифы и как исходный материал для добычи известняков. Рифовые известняки — высококачественное сырье, используемое в химической, стекольной, пищевой, строительной и ряде других отраслей промышленности. Рифовые известняки применяются для получения соды, карбида кальция, хлорной извести; используются в качестве флюса в металлургии, при производстве сахара в пищевой промышленности и т. д. Широко применяется известняк как легкий и прочный строительный материал, а отдельные его виды — в качестве красивого облицовочного материала. Среди других многочисленных сфер его применения отметим лишь использование рифового известняка для изготовления ювелирных изделий.

Наконец, необходимо отметить еще один важный аспект использования рифов. Поскольку рифовые сооружения являются надежными изолированными покрывками, они в последнее время используются для сброса и захоронения различных вредных промышленных отходов.

БАРЫ

Многие месторождения нефти и газа связаны с ловушками барового типа. Бары формируются в прибрежной зоне моря в результате перераспределения наносов к берегу со стороны моря. Для образования баров необходимы определенные уклоны морского дна, достаточное количество рыхлых материалов и перегиб профиля морского дна. Чаще всего они возникают на погружающихся берегах, особенно при затоплении аллювиальных и пролювиальных равнин. В своем развитии бар проходит три стадии: подводную, островную и береговую. Переход подводного бара в островной возможен только в случае понижения уровня моря. Для образования крупных унаследованно развивающихся баровых тел необходим тектонически обусловленный перегиб склона — флексуры или цепочки антиклинальных структур.

О. К. Леонтьев, Л. Г. Никифоров, Г. А. Каледа, Н. С. Шик и другие исследователи в своих работах рассматривают связь подводных аккумулятивных форм типа баров с локальными брахи-антиклинальными структурами и скоростью их тектонического поднятия. Так, например, северные Фризские баровые острова располагаются вдоль пологого западного крыла Ютландского поднятия, а западные Фризские острова — на крыле крупного Северо-Нидерландского поднятия. Унаследованные четвертичные бары на

Красноводском полуострове оконтуривают Карабогазский свод, на п-ове Песчаном — Песчаномысское поднятие, в районе Кендерли — Карауданский вал, на п-ове Бузачи — Центрально-Бузачинское поднятие и т. д.

Таким образом, тектоническая обусловленность возникновения баров выражена достаточно четко. В зависимости от скорости тектонических движений подводных структур аккумулятивные формы, как отмечает Л. Г. Никифоров, могут располагаться на своде, на крыле, или периклинали. В последних случаях они обычно бы-вают смещены по отношению к своду структуры, что дало основа-ние ряду исследователей указывать на седиментационный генезис подводных форм рельефа, связанных с ростом бара, так как в этих случаях они располагаются по периферии положительной структуры и ошибочно принимаются за самостоятельные образо-вания, не связанные с ростом подводного поднятия.

Бары возникают не только у берега. Зонами, благоприятными для их формирования, иногда оказываются отдельные отмели и острова, возникшие в связи с ростом локальных структур. Среди баров подобного типа О. К. Леонтьев приводит острова Чечень, Тюлений и Кулалы, расположенные в северной части Каспийского моря и связанные с цепочками антиклинальных структур, протя-гивающимися на продолжении вала Карпинского.

Взаимосвязь между возникновением баров и растущими поло-жительными структурами подтверждается как экспериментальны-ми исследованиями группы Н. И. Маккавеева, так и геофизически-ми и геологическими данными.

Аккумулятивные формы типа баров, кос, банок, отмелей часто концентрируются по контуру периклинального замыкания складок, что может также служить косвенным признаком растущих поло-жительных структур. Например, в юго-западной части Персидско-го залива подковообразно расположенные бары, банки, рифовые постройки, а иногда и мелкие островки оконтуривают выявленные геофизическими методами и бурением и уже эксплуатируемые неф-тегазосные структуры Саффания, Берри и Катиф.

Тектоническая приуроченность баров приводит к тому, что в условиях регрессии или трансгрессии бары не следуют постепенно за береговой линией, а образуются с перерывами, когда в благо-приятной для их формирования зоне волнения окажется флексу-ра или цепочка антиклинальных структур. Поэтому для современ-ных и древних лагунных побережий в пределах одного и того же региона характерно несколько разновозрастных систем баров, про-странственно смещенных относительно друг друга.

Бары — это высокопродуктивные песчаные тела. Они, как пра-вило, сложены тонко- и мелкозернистыми хорошо отсортированны-ми песчаниками и обладают высокими коллекторскими свойства-ми. Чаще всего ловушками являются баровые тела, образовавшие-ся в условиях медленно развивающихся трансгрессий. Такие бары, как указывает Г. А. Каледя, полностью сохраняются в разрезе, имеют достаточную мощность и перекрываются глинистыми или

карбонатными отложениями, служащими надежной крышкой.

С барями связаны линзовидные «шнурковые» ловушки, в которых залежи нефти и газа контролируются изгибом кровли песчаного тела. В крупных полосах баровых песчаников нередко ловушками являются места пересечения барового тела со структурными косами и периферийными частями антиклинальных структур. Кроме того, ловушкой может быть зона выклинивания по восстанию баровых песчаников.

Нефтяные месторождения, связанные с ископаемыми барями, широко распространены в США, в пределах Мичиганского бассейна (месторождения Вернон, Клер, Литон, Портер, Брумфельд и др.), в штате Оклахома (месторождения Олимпик, Барбэнк, Саут-Барбэнк, Сиере, Дора), в северо-западной части Пенсильвании, Огайо, Канзасе, Техасе, Атабаске и в ряде других районов.

Таким образом, учитывая связь нефтяных месторождений с ископаемыми барями и тектоническую приуроченность современных и древних баров к локальным антиклинальным поднятиям, часто связанным с месторождениями нефти и газа, изучение этих аккумулятивных форм, расположенных в пределах континентальных окраин, имеет большое практическое значение.

Выяснение строения и закономерностей развития подводного эрозионного рельефа преследует две цели: 1) использование его для структурно-геоморфологического анализа и 2) выявление главных седиментационных и геоморфологических признаков эрозионных форм для выделения их в разрезах древних толщ при поисках полезных ископаемых.

Среди многочисленных эрозионных форм рельефа континентальных окраин можно выделить затопленные речные долины, сформированные деятельностью текучих вод суши и подводные каньоны, образовавшиеся уже под воздействием иных факторов (тектонических, эрозии донных течений, деятельности мутьевых потоков и т. д.).

ЗАТОПЛЕННЫЕ РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Изучение, выявление и структурно-геоморфологическая интерпретация подводного эрозионного рельефа мало отличается от изучения и выявления речной сети на континенте. Подводный эрозионный рельеф континентального генезиса является реликтовым. В связи с этим одна из первейших задач — установление его генезиса путем сравнительного изучения современного рельефа континента и рельефа затопленной континентальной окраины. Степень сохранности рельефа континентального генезиса на дне зависит от интенсивности рельефообразующей деятельности волнения и течений различного типа, темпов поступления и перемещения наносов в морском бассейне, а также скорости современного осадко-накопления. Считается, что шельфам высоких и средних широт свойственно выравнивание донного рельефа абразионно-аккумулятивными процессами, а шельфам тропиков — его усложнение за счет образования крупных форм биогенного и аккумулятивного происхождения.

Изучение затопленных подводных долин северных морей СССР, проведенное А. Н. Ласточкиным [14], показывает, что реликтовые эрозионные долины выражены в рельефе шельфа прибрежной зоны менее четко, а с увеличением глубин их морфологические черты становятся более ясными. В Карском море, например, выявляются незаполненные и заполненные подводные долины. Заполненные или погребенные эрозионные долины континентального генезиса обычно располагаются на глубинах, отвечающих времени стабилизации уровня моря в процессе развития плиоцен-четвертичной

трансгрессии. В периоды быстрого подъема уровня заполнения подводных долин существенно замедлялось. В подавляющем большинстве случаев затопленные эрозионные долины континентального генезиса имеют вид цепочек замкнутых впадин, осложняющих крупные понижения, отвечающие бассейнам рек. Это затрудняет прослеживание и реконструкцию затопленной эрозионной сети, поскольку на шельфах встречаются впадины выщелачивания и карстовые воронки (шельф Мексиканского залива и др.).

Выявление незаполненных или недозаполненных долин производится путем детального изучения батиметрических карт с целью обнаружения характерных черт строения и морфологии, свойственных континентальным долинам (террас, меандр прирусловых валов и т. д.). Поскольку затопленные долины нередко бывают заполнены аллювиальными, дельтовыми или морскими отложениями, орографический анализ батиметрических карт дополняется подводной геологической съемкой, драгированием и сейсмоакустическим профилированием. Заполненные долины нередко отражаются на профилях характерным изгибом верхних отражающих площадок или появлением «прозрачного» горизонта, как это наблюдается в подводных долинах аляскинского шельфа (Номское месторождение россыпного золота). Среди других методов определения затопленной эрозионной сети большое значение имеет ландшафтно-геоморфологическое дешифрирование, позволяющее на базе разработанных признаков проследить затопленные (незаполненные и заполненные) речные долины в пределах шельфа.

Структурно-геоморфологический анализ затопленной эрозионной сети особенно перспективен на слабо изученных континентальных окраинах, при структурных и неотектонических исследованиях. Так как затопленная эрозионная сеть континентального генезиса в основном сформировалась до начала голоценовой трансгрессии, то по глубине ее нахождения можно судить о величинах новейшего погружения континентальных окраин, а также выделить области, различающиеся по темпам прогибания. Неотектонические движения в подавляющем большинстве случаев унаследованы от структурного плана позднего кайнозоя, и поэтому сравнительное сопоставление глубин распространения эрозионной сети континентального генезиса является важным методом обнаружения крупных отрицательных структур (прогибов, впадин и т. д.), характеризующихся значительными мощностями кайнозойских отложений.

Методика структурно-геоморфологического анализа затопленной эрозионной сети аналогична таковой на суше. В настоящее время установлено, что очертания речных бассейнов в плане, а также их размеры очень часто определяются региональной структурой шельфа, контурами крупных областей прогибания или вздымания, а также разрывными нарушениями высоких порядков. Детали строения эрозионной сети нередко контролируются локальными структурными формами. Например, на шельфе Карского моря, по данным А. Н. Ласточкина, неотектонические поднятия от-

ражаются радиальным рисунком гидросети, а более крупные затопленные долины огибают их или пересекают.

Затопленная эрозионная сеть на шельфе обычно является продолжением речных систем на суше. В Яванском, Южно-Китайском морях М. Е. Величко установлено, что участки впадения крупных рек и их дельты, как правило, совпадают с наиболее прогнутыми участками депрессий. На шельфе о-ва Сахалин целый ряд затопленных долин приурочен к крупным заливам (Байкальскому, Пильтуну и др.), совпадающим с синклиналильными структурами, центриклинальные части которых находятся на суше. Прямая связь затопленных долин континентального генезиса и их бассейнов со складчатыми структурными формами суши и шельфа особенно характерна для молодых орогенических областей с развитием полной и прерывистой складчатости. На континентальных окраинах, характеризующихся складчато-блоковым строением, обнаруживается частая приуроченность затопленных долин к зонам нарушений и разломам. Затопленные долины континентального генезиса в этих случаях отличаются ортогональным строением их бассейнов и прямолинейной ориентировкой. Связь долин на шельфе с разрывными нарушениями становится более определенной, когда отдельные прямолинейные их отрезки совпадают по простиранию и располагаются на продолжении разрывных нарушений, установленных на суше. Геоморфологическая выраженность разломов становится еще более четкой, когда контактируют породы, различающиеся по литологической устойчивости. Так, на шельфе Северной Америки (п-ов Лабрадор) ряд долин заложился вдоль тектонических контактов осадочных мезо-кайнозойских и кристаллических пород докембрия.

На шельфе северо-западной части Черного моря затопленные долины палео-Днестра, палео-Днепра, палео-Сарата, палео-Тендры совпадают с крупными разрывными нарушениями (Одесским, Николаевским и др.). Приуроченность подводных долин континентального генезиса к крупным разломам и рифтовым впадинам установлена в Балтийском, Баренцевом, Белом и Северном морях.

Связь затопленных долин с дизъюнктивными нарушениями особенно четко проявляется на шельфах с неглубоким залеганием кристаллического фундамента и при небольшой мощности осадочного чехла.

Погружение эрозионных долин континентального генезиса под уровень моря по существу является самым началом перехода их в реликтовое состояние. Восстановление речной сети в древних толщах чрезвычайно важно, поскольку с погребенными аллювиальными сериями нередко связаны промышленные залежи нефти и газа. Среди большого числа проблем, связанных с обнаружением эрозионных систем в древних отложениях, наиболее важны методы картирования погребенных эрозионных долин и определение фациальной принадлежности их заполнения. Трудности трассирования долин в древних отложениях связаны с тем, что последующие тектонические движения и постседиментационные изменения

древних пород существенно искажают основные морфологические черты палеодолин в древних отложениях вплоть до полной их утраты, что необходимо иметь в виду при палеогеоморфологических реконструкциях. Широко известны следующие методы картирования и выявления долин палеорек в древних отложениях: трассирования несогласий, поперечных профилей, палеогеологических карт, маркирующего слоя, построения карт изопахит толщи заполнения долины. Практически все они имеют своей целью исключить «тектоническую» составляющую путем несложных графических построений. Знание типов постседиментационных изменений необходимо для правильного определения фациальной принадлежности песчаников в древних толщах. Как правило, при постседиментационных изменениях увеличение мощности аллювиальных песков в разрезах происходит за счет подстилающих илов и глин, а не за счет вышележащих слоев. По этому признаку обычно удается отличить песчанники заполнения русла от баровых песков.

Значительное разнообразие типов осадков, отлагающихся в руслах палеодолин, затрудняет отделение их от пород, образованных в подводных долинах, а также течениями различного типа. Е. Мак-Ки на основе экспериментальных исследований в лотках пришел к заключению, что русла, образованные наземными потоками, характеризуются уплощенным дном, крутыми или отвесными берегами, тогда как для русел, сформированных подводными течениями, характерно полукруглое сечение как следствие постоянного оползания стенок.

Рассмотренные представления, разумеется, не могут считаться критериями разделения русловых осадков, сформировавшихся в континентальных и подводных условиях.

На шельфах морей и океанов выявлен ряд долин чисто морского генезиса с морфологическими чертами приближающимися к долинам континентального генезиса. Например, подводная долина Хард-Дин в проливе Ла-Манш, врезанная в скальное дно более чем на 50 м.

Затопленные и погребенные долины являютсяместищем россыпных месторождений, строительных материалов (гравия, песков), а также могут служить поисковым признаком нефтяных и газовых месторождений в ловушках неструктурного и комбинированного типов.

Россыпные месторождения в плиоценовых и плейстоценовых речных системах занимают первое место. Это объясняется тем, что концентрация многих полезных минералов в долинах обычно выше, чем в эллювии и коренных породах на суше. Известно, что россыпи в пределах долин сохраняются лучше при изменении уровня океана и меньше подвержены переформированию за счет волновой деятельности. Россыпные месторождения золота, приуроченные к затопленным долинам, известны в Канаде (Новая Шотландия), на Аляске (Номское), месторождения касситерита — в Индонезии (Белитунг и др.).

Как известно, существенное значение для формирования россыпей в палеодолинах имеет связь их с эпохами выветривания и формирования кор выветривания на континентах, поскольку выветривание является важным условием минералогической дифференциации, завершающейся уже в водной среде. Выделение эпох перерывов в древних отложениях, а также выявление источников сноса, масштабов выветривания, содержания полезных компонентов в породах суши должно предшествовать детальным работам по поиску россыпей.

ПОДВОДНЫЕ КАНЬОНЫ

Подводные каньоны были выявлены сравнительно недавно и к настоящему времени еще не изучены во всех деталях, поэтому вопрос об их происхождении остается дискуссионным. Несомненно, что они имеют разное происхождение и наряду с тектоническими факторами важную роль в их возникновении и развитии играли различные эрозионные процессы.

Подводные каньоны представляют собой V- или U-образной формы крутостенные расселины и ущелья, врезанные в породы континентального склона, часто протягивающиеся и на шельфы. На склонах каньонов прослеживаются оползни и прирусловые валы. В качестве примера можно привести каньон Витч (рис. 36) у атлантического побережья северо-восточной части США [36]. Этот каньон формировался не только за счет врезания, но и вследствие повышенной аккумуляции осадков на прирусловых валах, что особенно заметно в его устьевой части (профиль III). Верховье каньона Витч имеет явно эрозионное происхождение (профили I, II).

Глубина вреза в материковый склон Большого Багамского каньона превышает 1400 м, а длина самого протяженного каньона Беринга (Берингово море) достигает 1000 км. Однако средняя длина каньонов обычно составляет 60—100 км, а глубина не превышает 1000 м.

Драгирование, проведенное в каньонах, показало, что их стенки довольно часто слагаются коренными осадочными или кристаллическими породами. В большинстве случаев каньоны переходят в долины глубоководных конусов выноса и редко оканчиваются у основания континентального склона.

Уклоны продольного профиля в среднем составляют около 60 м/км, при этом короткие каньоны характеризуются уклонами до 150 м/км, а крупные и длинные каньоны — уклонами менее 20 м/км. Большая часть каньонов имеет вогнутый продольный профиль, но встречаются также каньоны с выпуклым и ступенчатым профилем. Как и наземные речные долины, каньоны часто имеют притоки, которые иногда бывают приурочены только к их вершинам.

Врезание каньонов происходило главным образом в течение низких фаз стояния уровня Мирового океана во время максимумов плиоплейстоценовых оледенений. Голоценовый и современный врез

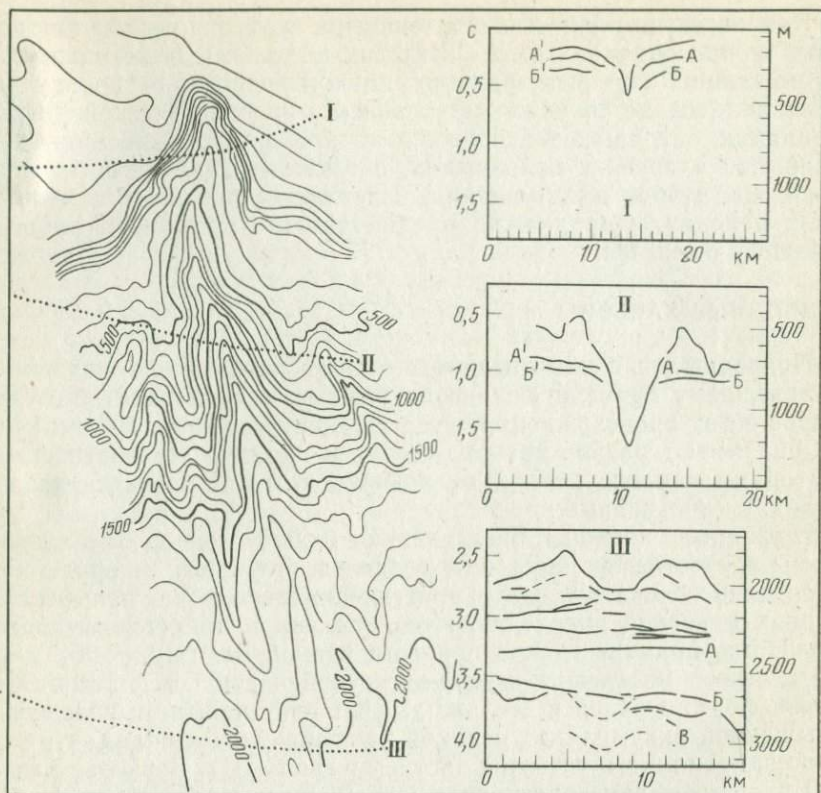


Рис. 36. Строение каньона Витч. По Е. Форду [36]
Буквами обозначены отраженные сейсмические горизонты

каньонов времени послеледниковой трансгрессии в связи с этим уже часто не распространяется на всю ширину шельфа. Поэтому сейчас подводные каньоны нередко слишком отдалены от источников осадков, чтобы быть достаточно активными каналами для переноса кластических наносов с континентов. Каньоны могут непосредственно соединяться с современными реками (например, каньоны Инда, Брахмапутры, Конго, Амазонки и др.) или располагаться вдали от речных устьев (каньон Акула на Черном море, каньоны Монтерей, Ладжолла и др.), что сильно влияет на состав наносов, поступающих в подводные каньоны.

По источникам поступления наносов выделяют каньоны устьевое, смешанного и латерального питания. Первые приурочены к устьям и дельтам речных систем суши, вторые оказываются смещенными, а третьи вообще не имеют связей с реками континентов и питаются только за счет вдольберегового потока наносов. Каньоны устьевое питания, как правило, развиваются в условиях положительного или равновесного баланса наносов, а латеральные —

в условиях равновесного или отрицательного, что приводит к врезанию в отложения шельфа. Врезание является единственным путем, обеспечивающим питание осадками самого каньона. При устьевом питании в каньон поступает слабо сортированный обломочный материал, а при латеральном в процессе перемещения вдольбереговым потоком он подвергается хорошей сортировке. Во вдольбереговом потоке наносов большей частью перемещается песчаный материал. Песчаные массы, мигрирующие вдоль пляжа мористей мысов, могут попасть в разрывные течения. Большая глубина над вершинами каньонов создает неравномерную турбулентность придонных слоев воды, а одновременное уменьшение скорости разрывных течений приводит к отложению песчаного материала в вершине каньона. По данным О. К. Леонтьева и Г. А. Сафьянова, в каньоны латерального питания обычно уходит от 30 до 90 % расхода вдольберегового потока наносов. Таким образом, глубоко врезанные каньоны любого типа питания являются своеобразными ловушками, перехватывающими большую часть наносов, в особенности наиболее крупных, выносимых в береговую зону реками или перераспределяемых вдольбереговым перемещением под воздействием волн и течений.

Осадочный материал, поступающий в каньоны непосредственно из устьев рек или при вдольбереговом перемещении наносов, подвергается дальнейшей транспортировке вниз по континентальному склону различными гравитационными процессами, а также придонными и турбидитными течениями. По данным Ф. Шепарда и Н. Маршала, обычные придонные течения воды в каньонах достигают 50 см/с. Их направление меняется на противоположное за разные промежутки времени в зависимости от приливно-отливной и волновой активности. Преобладают течения, направленные вниз по континентальному склону. Они имеют транспортирующую способность, достаточную для перемещения огромного количества осадков к устьям каньонов.

Турбидитные течения в каньонах характеризуются намного большими скоростями (до 200 м/с и более), но возникают крайне нерегулярно. Они чаще всего связаны с сильными штормами, землетрясениями, а также с паводками на реках, к устьям которых подходят верховья каньонов. Турбидитные течения способны перемещать уже довольно крупный обломочный материал. В придонных частях каньонов большое количество песчаных наносов перемещается и откладывается суспензионными потоками высокой концентрации, которые возникают эпизодически и действуют очень короткое время. Более тонкие осадки, в основном выносимые за пределы каньонов, перемещаются турбидитными потоками малой плотности, проявляющимися уже на значительной высоте над дном каньона. Так, в каньоне Абра (о-в Лусон) после прохождения турбидитного потока гидрометрическая трубка была перекрыта наносами на высоте 30 м над дном.

В каньонах также широко развиты оползни, обвалы и различные гравитационные потоки, состоящие из обломков пород различ-

ных размеров или песчаного и глинистого материала. Оползание и пластическое текучее перемещение осадочного материала в каньонах являются важными механизмами перемещения наносов, эрозии стенок и накопления осадков в днище. Таким образом, различные процессы, активно происходящие в подводных каньонах, делают их зонами интенсивного транзита терригенного осадочного материала на глубоководные участки. Ниже приводится несколько характерных примеров.

Каньон Брахмапутры, носящий название Сватч-оф-Ноу-Граунд (Бездонная яма), достигает в длину около 100 км при глубине около 1,1 км. Имеется несколько различных доказательств, указывающих на то, что этот каньон активно питается речными наносами, по крайней мере в паводковые периоды, и переносит их в огромный Бенгальский глубоководный конус, который занимает дно всего одноименного залива. Эти доказательства заключаются в следующем: 1) в оползании и эрозионном срезании более древних осадков в каньоне; 2) в слабом росте фронта дельты при огромном привносе наносов реками Ганг и Брахмапутра; 3) в проникновении большинства турбидитных русел в устье каньона.

По каньону Гудзона, врезанному в шельф Ньюйоркской бухты на глубину около 750 м, в настоящее время транспортируется лишь небольшое количество грубозернистых осадков на большие глубины, хотя в нем и отмечались сильные придонные течения в отдельных местах. Песок транспортируется только вблизи головы каньона, а более вязкие илстые и глинистые осадки также не перемещаются ниже по каньону. Относительно мощное (около 170 м) осадочное выполнение каньона могло образоваться в результате образования застойных зон за аккумулятивными грядами, простирающимися вкрест оси каньона, или вследствие сползания отдельных блоков.

Слабое осадочное выполнение каньона Кайяр (Сенегал) показывает, что эрозия и врезание в дно этого каньона в настоящее время преобладают над аккумуляцией наносов. Исследование каньона Конго, проведенное Ф. Шепардом и К. Эмери, также показало маломощное осадочное выполнение в его верхних и средних частях. Каньон Конго необычен, так как его верховье протягивается в эстуарий р. Конго. Ф. Шепард и К. Эмери предполагают, что осадки, которые накапливаются в верховье каньона в сухой сезон, смываются вниз в сезон дождей. Подводные каньоны Конго и Кайяр являются двумя наиболее известными на западной Африканской континентальной окраине. Отмерший и больший из них непосредственно соединен с современной речной системой Конго. Второй получает свои осадки из наносов, транспортируемых в южном направлении вдоль западноафриканского побережья, подобно каньонам Калифорнийской окраины.

Активные каньоны Калифорнийской континентальной окраины не соединяются с современными реками (каньоны Монтерей, Ладжола и др.). Их верховья, расположенные около зоны прилива, захватывают грубые осадки, транспортируемые параллельно берегу

вдольбереговыми течениями. Относительно мало осадков задерживается в активных каньонах на длительное время, хотя могут иметь место сезонные или более долго существующие накопления. Землетрясения, изменения океанографических условий или другие спусковые механизмы могут вызвать перемещение накопленных осадков вниз по каньонам до глубоководных конусов.

Амазонский подводный каньон протягивается примерно от 50-метровой изобаты на шельфе до глубин около 1500 м на глубоководном конусе. Он образуется в результате слияния нескольких мелких (до 150 м глубиной) каньонов на внешнем шельфе между изобатами 30 и 50 м. Каньон имеет асимметричную V-образную форму и его максимальные относительные глубины достигают 600 м. В настоящее время, как и в течение более древних относительно высоких стояний уровня моря в межледниковые фазы, Амазонский каньон неактивен, так как широкий континентальный шельф и преобладающие вдольбереговые течения не позволяют наносам р. Амазонки достичь каньона.

Хотя каньоны в основном являются каналами перемещения наносов от дельты и береговой зоны к глубоководным конусам, в них при благоприятных гидродинамических условиях происходит и накопление осадков, которые можно подразделить на две фации: 1) донную, или тальвеговую, обычно состоящую из достаточно крупных (песчаных), реже более грубых отложений, приносимых турбидитными и другими течениями, а также в результате гравитационного перемещения, и 2) склоновую, представленную различными оползневыми и обвальными накоплениями. Формирование этих фаций происходит главным образом в регрессивные фазы приемных бассейнов, когда каньоны активизируются. Во время трансгрессий гидродинамические процессы в каньонах затухают, и в них господствуют пелагические или гемипелагические условия седиментации.

Условия осадконакопления в каньонах существенно меняются от их верховьев к устьям, и в них, правда достаточно условно, Ж. Витакер выделяет три основных фашиально-геоморфологических зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю. Верхняя зона весьма активная. Она представляет собой чашеобразные понижения, выполненные песчаным материалом, который испытывает периодическое оползание. Склоны понижений достаточно пологие, реже выражены уступами. Коренные выходы, как правило, отсутствуют вследствие захоронения под мощными песчаными скоплениями. Небольшие и неглубокие притоки, расчленяющие склоны, обычно получают наибольшее развитие со стороны вдольберегового потока наносов. Чашеобразные понижения являются естественными ловушками песков и детрита морских растений, сорванных штормами. Они формируют весьма своеобразные отложения, состоящие из смеси песчаного, песчано-глинистого материала и растительного детрита. В верхней зоне происходит начальная дифференциация поступающих наносов. Примером верхней зоны является головная часть каньона Скрипса (Калифорния), где, по данным Ф. Шепар-

да и Р. Дилла, накапливаются тонкозернистые пески и алевриты с высоким содержанием растительных остатков. Остатки верховьев каньона Скрипса представлены: 1) тонкозернистыми песками, протягивающимися в виде полосы от пляжа в верховьях каньона до глубин 10—15 м; 2) песками с отдельными концентрациями слюды, выстилающими верховья каньона на глубинах от 15 до 20 м; 3) органо-детритусовыми отложениями, протягивающимися от глубин выше 20 м по крайней мере до 600 м вдоль оси каньона.

Переход от верхней к средней зоне постепенный, и граница между ними примерно проводится там, где оползание песчаного материала по всей плоскости стенок прекращается и он концентрируется в долинах и склоновых ложбинах. В средней зоне уже четко оформляется основное «русло» каньона с высокими и крутыми стенками. Выходы коренных пород на дне и склонах каньонов встречаются значительно чаще. При благоприятных литологических условиях формируются нависающие уступы высотой в десятки и сотни метров, занятые поселениями прикрепленных организмов. На склонах каньонов формируются крупные оползни, которые иногда перегораживают и «русло». Наибольшее развитие оползней отмечается в каньонах, врезанных в молодые отложения плиоцен-четвертичного возраста, имеющие песчано-глинистый состав. В районах, где каньоны рассекают породы с высокой литологической устойчивостью, масштабы оползания значительно меньше, и оползни обогащены крупным обломочным материалом. На отдельных участках при пересечении каньонами пород различной литологической устойчивости, а также при впадении крупных боковых «притоков» глыбово-обломочный материал полностью перегораживает их днища. Это часто является причиной ступенчатости продольного профиля каньонов. Выше такого рода обвальных перемычек, как правило, образуются впадины, выполненные преимущественно песчаными отложениями. Осадки средней зоны каньонов обычно имеют песчаный или глыбово-обломочный состав. Они не стабильны и часто перемещаются большими массами, обнажая коренное дно. Если морфология каньонов в верхней и средней зонах в основном зависит от физических свойств осадочного выполнения, то в нижней она главным образом обусловлена литологическим составом и структурными особенностями коренных пород. Каньоны нередко имеют здесь вид вреза со сходящимися кверху стенками, по форме напоминающего песочные часы. Такой тип врез характерен для карбонатно-глинистых пород, но также встречается и в гранитах. В нижней, а местами и в средней зоне каньонов, особенно если они достаточно широки, возрастает роль обычных донных и турбидитных течений. Более широко проявляется эрозия стенок каньонов по их контакту с осадочным выполнением. На дне каньонов перед крупными обвальными глыбами появляются эрозионные углубления, а за ними, в «эрозионной тени» — песчаные скопления дюнообразной формы. В осадках днищ каньонов местами появляется сортировка материала по крупности и градационная слоистость. Каньоны в нижней зоне расширяются, и вдоль

стенки помимо оползней развиваются мелкие склоновые конусы накопления, часто подрезанные эрозией.

Таким образом, во всех трех зонах каньонов, выделяемых с достаточной условностью, прослеживаются две основные фации — донная и склоновая. Только в верхней зоне они часто трудно отделимы друг от друга, так как представлены отложениями различных гравитационных потоков и оползней, имеющих довольно однородный преимущественно песчаный, глинисто-песчаный, алевритово-песчаный и реже галечниковый состав. В донном рельефе они образуют почти плоские или полого выпуклые мелкобугристые аккумулятивные формы, осложненные рифелями и крупной рябью течения.

В средней и нижней зонах склоновая фация представлена оползневыми и обвальными накоплениями — преимущественно местным материалом. Здесь часто встречаются довольно высокие (1—5 м) оползневые террасы и «подрезанные» склоновые конусы накопления. Донная фация сложена разнообразными отложениями подводных русловых, турбидитных и гравитационных потоков. Преимущественно песчаный состав донной фации объясняется спецификой дифференциации обломочного материала вдольберегового потока наносов вблизи вершин каньонов. В первую очередь из него извлекаются частицы песчаной размерности. При этом на хорошо изученных примерах было установлено, что песчаный материал в каньоне испытывает дифференциацию: сначала отмечается укрупнение песчаных осадков, а затем крупность их уменьшается. В отдельных случаях наблюдается дифференциация и по минералогическому составу.

В донной фации каньонов встречаются турбидиты, представленные алевритистыми глинами с четкой градационной слоистостью. Вверх по разрезу крупность частиц уменьшается, что часто сопровождается изменением петрографического состава. Отдельные слои турбидитов имеют мощность 10—20 см и залегают на слоистых глинах или песках, часто непосредственно на нетурбидитовых осадках с четким базальтовым горизонтом. В более мощных слоях в верхней части градационная слоистость уже не прослеживается.

В нижней зоне каньона Астория, по данным К. Нельсона, средний размер частиц тонкослоистых турбидитов равен у основания склона каньона 0,022 мм и 0,015 мм выше по склону. Кроме турбидитов, донная фация представлена тонкозернистыми песками и алевритами с косой и горизонтальной слоистостью, а также галечниками. Массивные, неслоистые текстуры характерны для наиболее мощных слоев песков, в которых встречается выветрелые минеральные зерна и обломки пород, а также переотложенные бентонные фораминиферы, прослеживающиеся и в менее мощных прослоях. Слои малой мощности содержат многочисленные остатки растений и отдельные концентрации слюд. В донной фации часто встречаются оползневые накопления, которые гораздо шире развиты на склонах каньонов. На склонах каньонов развиты также

глинистые и песчаные алевриты с горизонтальной и косой слоистостью. Последняя характерна для тонких линз.

Современные каньоны характеризуются перемежающимся выполнением и опораживанием. Последнее часто завершается еще более значительным врезом в коренные породы. Анализ имеющихся данных показывает, что эти процессы имеют сезонную, годовую и многолетнюю цикличность. Причины выполнения и последующего промыва современных каньонов до настоящего времени еще не выяснены в полной мере. На современных континентальных окраинах известны и совсем юные каньоны, сформировавшиеся в позднем плейстоцене, а также такие, функционирование которых предполагается с начала кайнозоя и даже позднего мезозоя. Факт длительного существования каньонов подтверждается драгированием их стенок и изучением коррелятивных им отложений глубоководных конусов выноса, вскрытых бурением или драгированием. Наиболее древние из действующих в современную эпоху каньонов, например каньон Беринга (Берингово море), начали формироваться еще в меловое время. Большая часть каньонов современных континентальных окраин существует с эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена. Изучение развития каньонов в плейстоцене показывает тесную связь циклов выполнения и врезания с уровнями стояния Мирового океана. Циклы активного врезания каньонов в плейстоцене приурочены к гляциальным эпохам. Низкий уровень стояния океана в это время благоприятствовал развитию интенсивных эрозионных процессов и поступлению большого количества обломочного материала на глубоководные конусы выноса. Напротив, повышение уровня океана в интергляциальные эпохи привело к заполнению каньонов и прекращению поступления наносов в область подводных конусов выноса.

При повышении уровня моря каньоны могут заполняться пелагическими или гемипелагическими осадками глинисто-алевритового состава в том случае, когда отсутствует непосредственная литодинамическая связь каньона с шельфом. Если такая связь существует, то каньоны обычно выполняются песками. Значительное влияние на состав осадков оказывает тип питания каньонов наносами. Каньоны латерального питания при подъеме уровня моря вследствие «отрыва» их вершин от вдольберегового потока наносов чаще всего заполняются глинисто-илистыми осадками, в то время как каньоны с устьевым питанием — преимущественно песчаными. Большое значение для состава этих осадков имеют темп повышения уровня бассейна, состав и количество рыхлого материала на затопляемом побережье. Можно предполагать, что подобным образом происходило выполнение каньонов на континентальных окраинах геологического прошлого. Важнейшим фактором являлись колебания уровня океана, связанные с эпохами тектонической активности и крупными, глобальными изменениями климата, вызывающими чередование ледниковых и межледниковых эпох.

Структурно-геоморфологический анализ каньонов не имеет твердо разработанных критериев. Это объясняется слабой изучен-

ностью морфологии каньонов и гидродинамических процессов, происходящих в них, а также малым количеством данных по геологическому строению этих своеобразных форм. Во многих случаях морфологические особенности каньонов получают свое объяснение после подводной геологической съемки или детальных геофизических работ.

Не вызывает сомнения то, что морфология каньонов, их глубина, плановое положение основного русла и притоков в значительной мере определяются структурным планом и литологией пород, слагающих континентальную окраину, а также характером проявления неотектонических движений.

Рассмотрим влияние на морфологию каньонов литологии пород, слагающих континентальную окраину, а также тектонических деформаций (разрывных, складчатых и блоковых). Так, например, в хорошо изученном каньоне Скрипса (Калифорния) уступы продольного профиля и периодические сужения долины каньона связаны с чередованием пород, различающихся по устойчивости (конгломератов, песчаников, аргиллитов). Выположенность стенок и значительная ширина дна каньона Редондо по сравнению с каньонами Коронадо, Ла-Холья и Скрипса объясняются тем, что он врезан в податливые миоценовые породы. Наблюдаемая в каньоне Ла-Джола резкая асимметрия склонов (восточный склон имеет вид вертикального уступа, западный пологий, с углами 25—30°) связана с тем, что восточный склон образован плотными вулканическими породами, а западный сложен податливыми песчано-глинистыми отложениями миоцена. В сходных геологических условиях заложился каньон Монтерей (Калифорния). Его основное русло следует простирацию контакта между гранитами, вскрывающимися на южном борту каньона и палеоген-неогеновыми отложениями, выходы которых установлены на его северном склоне. Боковые протоки каньона Трикомали (Шри-Ланка) имеют ортогональное строение, что связано с зональным распространением на дне залива Трикомали кварцитов и гранитов. Резкое сужение и появление уступов в каньоне Конго связаны с пересечением пояса соляных диапировых структур апт-альбского возраста. Крутой уступ высотой в 250 м, выявленный в каньоне Унихали (Мадагаскар), обусловлен вскрытием крупного рифового массива.

Морфология и очертания в плане многих каньонов определяются структурными особенностями шельфа и побережий. Так, простирание уже упоминавшегося каньона Ла-Холья (Калифорния) контролируется разломом Соледад, выявленным на суше и прослеженным в море. Установлено, что каньон проходит по тектоническому контакту между эоценовыми (к северу от каньона) и меловыми (к югу) отложениями. Каньон Льянес (Атлантика, Пиренейский полуостров) протягивается через шельф и склон по диагонали, тогда как большинство каньонов пересекает их по нормали. Это также свидетельствует о структурном контроле. Анализ строения каньонов Дельгада и Монтерей (Калифорния), по мнению Ф. Шепарда, подтверждает сдвиговые движения вдоль одного из

нарушений зоны разлома Сан-Андреас. Каньон Камбретон (Атлантика, Бискайский залив), являющийся одним из наиболее протяженных и глубоководных, контролируется фронтальной зоной Северо-Пиренейского надвига.

Приведенные примеры достаточно ясно показывают приуроченность каньонов к дизъюнктивным нарушениям различного типа сбросам, сдвигам, надвигам и др. Значение тектонической «составляющей» в образовании подводных долин континентального склона в ряде случаев настолько значительно, что возникают сомнения в правомерности отнесения их к настоящим каньонам. Такие сомнения, например, высказывались по отношению к каньонам Иберийского полуострова, о-ва Хонсю (трог Сагами, сформировавшийся на продолжении зоны Фосса Магна), Корсики и т. д. Эрозионно-тектоническое происхождение имеет большинство каньонов восточной части Черного моря. С позиции структурного анализа и структурно-геоморфологической интерпретации оно незначительно, но несомненно должно быть учтено. Анализ и изучение «проблематичных» каньонов, уже упоминавшихся выше, на атлантическом побережье Испании позволили выявить позднегерцинские разломы. Оказалось, что почти все каньоны приурочены к тем позднегерцинским нарушениям, которые были активизированы в позднем кайнозое.

Каньоны и другие подводные долины, приуроченные к разломам, нередко точно оконтуривают глыбовые структуры шельфа и континентального склона. Так, подводные каньоны на шельфе Ливана (Средиземное море, Аравийский полуостров), отличающиеся значительной глубиной, крутостенностью и отсутствием притоков, как оказалось, располагаются на продолжении разломов, ограничивающих горстово-глыбовые поднятия континентальной окраины (Бейрутский горст и др.). Большое число поднятий подобного рода выделено авторами на северной окраине Африканского континента (Средиземное море). На континентальной окраине Восточной Африки (Индийский океан) наибольшее число каньонов обнаружено в Мозамбикском проливе. Комплексная интерпретация батиметрических карт и геолого-геофизических данных позволяет предполагать их приуроченность к Занзибарской зоне дробления, расположенной на морском продолжении Восточно-Африканской рифтовой зоны. Имеющиеся данные свидетельствуют о большой «плотности» каньонов и в Сомалийской зоне дробления, лежащей на простирации Главной зоны разломов Сомалийского рога Африки.

Значительно меньше имеется данных о контроле каньонов складчатыми структурами, что, по-видимому, объясняется преобладанием на континентальных окраинах глыбовых структур. Известно, например, что верховья уже упоминавшегося каньона Камбретон располагаются на продолжении интенсивно развивающейся синклинальной структуры, значительная часть которой находится на суше. Большая глубина этого каньона, вероятно, связана с ин-

тенсивным новейшим погружением складки. Замечено, что многие глубокие каньоны приурочены к зонам, испытывающим значительные новейшие опускания.

ПАЛЕОКАНЬОНЫ

Выявление древних погребенных каньонов имеет очень большое палеогеоморфологическое значение для определения границ континентальных окраин геологических эпох разного возраста.

По данным К. Витакера, подводные каньоны и долины глубоководных конусов известны во всех системах фанерозоя за исключением триаса и девона. Он приводит описание 32 древних каньонов и долин различного возраста из многих районов Земного шара.

В качестве примера можно привести хорошо изученные палеоканьоны Аннот и Контес, установленные Д. Стэнли в палеогеновых отложениях юго-восточной Франции. Каньон Контес имеет 8 км в длину, до 2 км в ширину, а по глубине превышает 350 м. Русловое выполнение каньона представлено неслоистыми песчаниками; мощность отдельных слоев до 20 м и более. Для них характерны прослой глины и галечников, в которых прослеживается черепитчатое залегание и уменьшение крупности галек вниз по каньону от его верховья. В отдельных местах отмечены оползневые скопления мощностью более 8 м. Следует отметить, что «языки» наиболее грубого обломочного материала приурочены к осевым частям палеоканьона или их притоков. Происхождение русловых выполнений связывается с деятельностью турбидитных и высокоплотностных потоков различного типа.

Донные фации каньона Аннот представлены массивными слоистыми песчаниками мощностью до 350 м. В трех обнажениях ширина начальных выполнений древнего каньона достигает 1 км. В верховьях Аннотского каньона, ориентированного с северо-северо-востока на юго-юго-запад и имеющего в контурах изопакит пальцеобразную форму, прослеживаются наиболее грубые разности песчаников с галечными прослоями, количество которых вниз по каньону постепенно сокращается одновременно с уменьшением размеров галек. В многочисленных обнажениях четко видны врез каньона в нижележащую формацию Марнес-Блюс, сложенную голубовато-серыми глинами и мергелями. В песчаных пачках встречаются слои турбидитов и катыши глины. Для отдельных песчаных слоев характерна градационная слоистость, а для галечниковых прослоев — черепитчатое залегание.

Разрезы фаций склонов позднеэоценового каньона Аннот прослеживаются вдоль краев мощных песчаных пачек донных фаций. Они представлены неслоистыми грубозернистыми песчаниками и глинами, часто со следами оползания, а также включениями растительных остатков и слюды. Мощности отложений склоновых фаций колеблются от 2 до 10 м. Они образуют тела различной формы и размеров. В отдельных местах в отложениях склоновых фа-

ций встречаются конгломераты и галечные аргиллиты с беспорядочно ориентированными гальками.

Два «языка» отложений древнего потока обломочного материала, приуроченных к днищу палеоканьона, выявлены С. Коссей и Р. Эрлич в разрезе юры северного Туниса. Они представлены мощными (до 75 м) пачками конгломератов, как правило, в верхней части плохо сортированных, разногалечных, с большим количеством заполняющего вещества — алевролита и песчаника, а в нижней — грубых, часто валунных, с малым количеством заполняющего вещества. Такое строение и большой объем свидетельствуют о том, что каждый «язык» является аккумулятивным образованием, сформированным однажды возникшим мощным гравитационным потоком обломочного материала в пределах древнего каньона, спусковым механизмом для которого послужило сильное землетрясение или цунами.

Конгломераты отделены друг от друга мощной (до 118 м) пачкой карбонатных турбидитов, представленных горизонтально слоистыми известняками и лютитамы. Слои мощностью от 5 см до 1 м отделяются друг от друга четкими базальными поверхностями размыва.

В меловых отложениях западной Ямайки Дж. Гриппи и К. Бурком [37] был выявлен комплекс отложений палеоканьона, имеющего до 4,5 км в длину, 2 км в ширину и врезанного в тонкослоистые глины и рифовые известняки (формация Маунт-Пис) на 500 м (рис. 37). Он представлен массивными, неслоистыми конгломератами (формация Том-Спрингс), подстилаемых песчаниками, калькарентитами и глинами с прослоями песчаных конгломератов до 3 м мощностью (комплекс Джорджия). Каньонный комплекс согласно перекрывается глинами и алевролитами формации Ма-

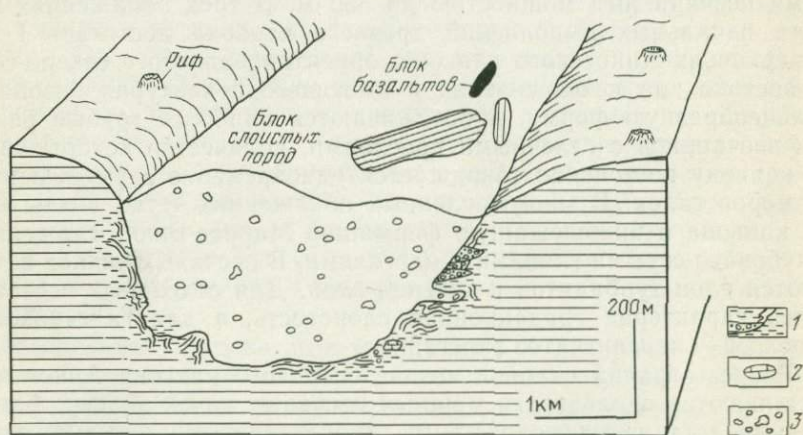


Рис. 37. Палеоканьон в меловых отложениях Ямайки. По Дж. Гриппи и К. Бурке [37]

1 — мягкие глины и песчаники; 2 — блок известняков; 3 — обломки вулканических пород

унт-Пис. Формация Том-Спрингс имеет мощность 100 м. Конгломераты состоят из обломков от 4 см до 2 м в поперечнике, плохо сортированных, неокатанных и угловатых. Заполняющее вулканогенно-обломочное вещество составляет 90—95 % породы. Каньон сечет региональные тектонические структуры. Эрозионный контакт резкий или градационный, изменчивый по площади. Маломощные песчаники комплекса Джорджия обычно параллельно или градационно слоистые, иногда косослоистые, более мощные слои массивные и не градационные, прослеживаются крупные до 300 м в поперечнике оползневые блоки со следами вращения.

Формация Маунт-Пис состоит из тонкослоистых глин с резко подчиненными прослоями песчаников и линзами рифовых известняков. Отлагалась она в условиях мелководного шельфа. Фация прирусловых валов каньона представлена слоистыми тонкозернистыми песчаниками, очень хорошо сортированными. Мощности разновозрастных стратиграфических подразделений у каньона увеличиваются за счет валов со 100 до 200 м.

Катастрофическое выполнение каньона было вызвано обилием обломочного вулканогенного материала при извержениях на активной окраине. Многие каньоны активных окраин выполнены пирокластическим материалом.

Донную фацию древних глубоководных каньонов выделяют Г. Келлинг и Дж. Холрайд [45, с. 138—159] в нижнепалеозойских отложениях Шотландии. Она представлена крупными до 100 м в ширину, при мощности до 12 м и более, линзообразными телами грубообломочных пород (рис. 38), в основании которых прослеживаются четкие следы эрозионного врезания. Как правило, обломки не обнаруживают какой-либо определенной ориентировки и не имеют слоистого залегания. Однако в отдельных слоях проявляются градационная или горизонтальная слоистость и характерное черепитчатое залегание. Прослеживаются также прослои, в которых заполняющее вещество резко преобладает над гальками, и они как бы «плавают» в нем, не соприкасаясь друг с другом. Среди обломочного материала встречаются гальки и валуны различных древних изверженных, метаморфических и осадочных пород вне-

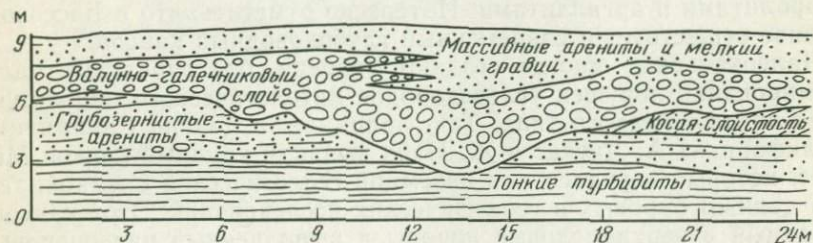


Рис. 38. Грубообломочные отложения донной фации палеоканьона в нижнепалеозойских отложениях Шотландии. По Г. Келлингу и Дж. Холрайду [45, с. 138—159]



Рис. 39. Схематический геологический профиль через палеоканьоны Бассова пролива. По Дж. Конолли [34]

более молодой палеоканьон выполнен морскими отложениями ранне- и среднемиоценового возраста (рис. 39), характеризующимися большим количеством светло-серых, плохо сортированных калькаренинов, переслаивающихся с тонкозернистыми песчаниками и известковистыми алевролитами. Обломочный материал имеет как терригенное, так и биокластическое происхождение. Характерно присутствие переотложенных растительных остатков. В позднем эоцене и раннем олигоцене произошло врезание и выполнение более древнего палеоканьона, достигающего глубины 700 м, при ширине до 6,5 км. Часть осадочного выполнения этого каньона составляет формация Лэйкс-Интранс, представленная светло-серыми и светло-зеленовато-серыми карбонатными и глауконитовыми алевролитами и аргиллитами. Интересно отметить, что в Бассовом проливе существует и современный глубоководный каньон.

Палеоканьоны иногда создают условия, благоприятные для формирования ловушек углеводородов литологического или структурно-литологического типа. Так, например, в долине Сакраменто (Калифорния) А. Дискас и Ж. Пэйн выявили крупный каньон Меганос, который изучался как наземной геологической съемкой, так и по данным буровых и геофизических исследований. Этот каньон, врезанный в верхнемеловые породы и выполненный палеоценовыми отложениями мощностью до 620 м, достигает 80 км в длину при ширине до 9,6 км. Врезание палеоканьона произошло за очень короткое геологическое время под воздействием интенсивной дея-

бассейнового происхождения, а также материал бассейна осадконакопления, представленный обычно более крупными и менее окатанными обломками осадочных пород, однообразных с конгломератами. Конгломераты были отложены донными грязевыми и обломочными потоками, которые обладали значительной транспортирующей и эродирующей способностью. Песчаный и глинистый материал мог выпадать и из суспензионных потоков.

Палеоканьоны установлены не только на суше, но и на шельфе. Так, по данным детальных сейсмических исследований и бурения, два крупных каньона выявлены И. Конолли [34] в Бассовом проливе (Австралия), примыкающем на суше к нефтегазоносному бассейну Гипсланд. Бо-

тельности турбидитных потоков и оползания при глубинах древнего бассейна от неритовых до батинальных. Накопление осадков в нем происходило в условиях быстрой трансгрессии, и выполнение каньона почти целиком представлено алевритистыми глинами. Только в его верховьях проследивается значительное количество песчаных слоев. Преимущественно алеврито-глинистое выполнение палеоканьона Меганос залегает на массивных песчаниках свиты Мартинец, обладающих хорошими коллекторскими свойствами. Экранирующее влияние меганосных глин в значительной мере обусловило формирование четырех промышленных нефтегазоносных месторождений, протягивающихся по всей длине этого палеоканьона: Брентвуд (газонефтяное), а также Датч-Слоугх, Ривер-Брик и Уэст-Тортон (газовые).

Весьма крупный каньон среднеэоценового возраста был установлен В. Хьютом в Техасе около Уайкама. Он врезан в преимущественно песчаные слои Вилкокс на глубину около 1 км, имеет ширину до 16 км и прослежен в длину на расстояние более 80 км. Палеоканьон выполнен алевритистыми глинами, которые накопились во время кратковременной трансгрессии, внезапно последовавшей за глубоким эрозионным врезанием каньона. На обширной прилегающей территории за пределами каньона в этот же временной интервал был отложен только очень маломощный покров глин. Мощное выполнение глин в песчаных отложениях привело к образованию хорошего литологического экрана для мигрировавших углеводородов. Хотя древний врез и уничтожил часть благоприятной куполовидной структуры, здесь все же было сформировано промышленное газовое месторождение структурно-литологического типа.

Приведенные примеры показывают, что песчаные русловые фации каньонов, обычно обладающие хорошими коллекторскими свойствами, могут являться природными резервуарами для накопления углеводородов, а глинистые выполнения трансгрессивного цикла часто образуют хорошие литологические экраны, у которых формируются неструктурные ловушки.

В течение геологического развития континентальных окраин можно ожидать формирование подводных каньонов на отдельных участках с благоприятными тектоническими и геоморфологическими условиями. Вследствие этого каньоны можно рассматривать в качестве хороших палеогеоморфологических критериев при выделении древних окраин континентов. Верховья палеоканьонов могут примыкать к крупным древним дельтам, часто образующим мощные аккумулятивные тела с благоприятными условиями для генерации и накопления углеводородов. Каньоны обычно раскрываются в глубоководные конусы, также представляющие интерес в нефтегазоносном отношении. Следовательно, палеогеографическое значение палеоканьонов очень велико.

По мнению К. Витакера, основными критериями выделения палеоканьонов являются: 1) сходство размеров, сравнимых с размерами современных каньонов; 2) положение между мелководными

(шельфовыми) и глубоководными обстановками и, как правило, перпендикулярное положение каньонов к древнему шельфу; 3) литологическое сходство отложений выполнения в продольном и поперечном сечениях (наличие оползневых текстур, обвальных включений и т. д.); 4) сходство скоростей врезания и заполнения; 5) наличие смешанной фауны — глубоководной (инситной), мелководной (переотложенной шельфовой) и экзотической (со стенок каньона).

Значительные размеры каньонов и специфические плотностные характеристики толщи заполнения позволяют выявлять их погребенные аналоги при гравиметрических и сейсморазведочных работах. На гравиметрических картах погребенные каньоны, как правило, выделяются рукавообразными минимумами силы тяжести, а на структурных картах они выражаются прогибами или зонами отсутствия отражений.

В геологической истории древних континентальных окраин могут быть выделены эпохи для позднего кайнозоя, характеризующиеся широким распространением погребенных каньонов: поздний эоцен — ранний олигоцен, ранний — средний миоцен, средний — поздний плиоцен, коррелирующиеся с временем формирования основных перерывов.

Так как подавляющее большинство месторождений нефти и газа на континентальных окраинах выявлено в отложениях позднего кайнозоя, изучение погребенных подводных каньонов является важной задачей.

Рукавообразные залежи нефти и газа известны во многих нефтегазоносных областях СССР, однако специальных седиментологических и палеогеоморфологических исследований их еще не проводилось. Приведенные примеры нефтегазоносности выполнения погребенных каньонов, а также его экранирующей роли позволяют надеяться на открытие промышленных скоплений нефти и газа на древних континентальных окраинах.

В этой главе приводятся примеры структурно-геоморфологического анализа континентальных окраин, расположенных в различных геотектонических условиях. Так, например, район Камбейского залива представляет собой краевой грабенообразный прогиб древней докембрийской Индостанской платформы; Андаманское море является примером активной континентальной окраины, примыкающей к системе островной дуги, континентальная окраина Восточной Африки приурочена к периконтинентальному прогибу докембрийской Африканской платформы.

Примером континентальной окраины перспективной в нефтегазоносном отношении является Камбейский залив, относящийся к категории интраплатформенных бассейнов древней Индостанской платформы. В пределах акватории Камбейского залива выделяются два района: подводное продолжение погребенного Нарбадского авлакогена и Бомбейский склон Индостанской платформы. Осадки бассейна характеризуются четким трехъярусным строением: надтрапповым, трапповым и подтрапповым. Надтрапповая часть осадочного чехла мощностью 3—5 км представлена терригенной толщей мелководно-морских пород эоцена, олигоцена и преимущественно литоральными и континентальными образованиями миоцена и плиоцена. Мощности декканских траппов, излившихся на рубеже мела и палеогена, достигают 1,5 км. Подтрапповые отложения Камбейского залива нигде не вскрыты. Глубина залегания фундамента около 5—6 км. В северной части акватории залива выделяется ряд антиклинальных поднятий платформенного типа широтного и субширотного простираний, иногда объединяющихся в антиклинальные зоны. Определяющую роль в создании структурных форм в центральной депрессии Камбейского залива, по видимому, играют разломы, затрагивающие как трапповый чехол, так и надтрапповую осадочную толщу.

В южной части Камбейского залива, захватывающей акваторию Бомбейского склона Индостанской платформы, геолого-геофизическими исследованиями установлен ряд крупных структурных форм северо-северо-западного простирания, осложненных нарушениями. Вдоль этих нарушений возможно происходили подвижки отдельных блоков в трапповом чехле. Здесь выявлены крупные структуры: поднятие Бомбейского свода (или, как его еще называют, поднятие Бомбей-Хай), Диу, Дахану, Тарапур, Бассейн и ряд более мелких. Лучшее строение этих структур изучено по нижнемиоценовым отложениям (I и II отражающие горизонты) [8].

Бомбейский свод является наиболее крупной структурой в пределах Камбейского залива. Длина поднятия 85 км, ширина 35 км. Амплитуда поднятия около 200 м по нижнемиоценовым отложениям. Площадь структуры, околтуренная изолинией 1300 м, превышает 2200 км². Поднятие имеет северо-северо-западное простираие. Глубина моря в его пределах изменяется от 53 до 73 м.

Восточнее Бомбейского свода выделена Тарапур-Бассейнская зона поднятий, вытянутая в меридиональном направлении на расстояние более 120 км. Образование ее, по-видимому, связано с нарушениями северо-северо-западного простираия в осадочной толще (нижний миоцен, олигоцен, эоцен). В пределах этой зоны выделяются две крупные самостоятельные структуры Тарапур и Бассейн, а также ряд более мелких. Не исключено, что она имеет продолжение к югу вплоть до Лаккадивских островов.

В пределах восточного борта Камбейского прогиба, представляющего собой моноклиналь с углами падения 3—5°, выделяются еще две крупные структуры — Махимская и Даханувская.

Величина новейших опусканий в Камбейской грабенообразной впадине достигает 2000 м в южной части, постепенно уменьшаясь к северу до 500 м.

Шельф Камбейского залива шириной от 210 до 500 км протягивается на юг вплоть до 18° с. ш. Внешний его край расчленен вершинами подводных долин континентального склона. В самом заливе рельеф шельфа имеет достаточно сложное строение. Здесь развиты многочисленные продольные узкие длинные гряды, валы и отмели, называемые банками Малакка, между которыми протягиваются ложбины глубиной 20—30 м. Образование такого своеобразного рельефа связано с деятельностью приливно-отливных течений. Аналогичный рельеф наблюдается в Персидском заливе, Малаккском проливе, в устьях рек Ганга и Иравати.

Внешняя часть Камбейского шельфа переходит в достаточно четко выраженный уступ с перепадами глубин до 1000 м и более. Ширина уступа 25—45 км. По-видимому, он имеет тектоническую природу и отражает в рельефе дна серию региональных разрывных нарушений осадочного чехла, которые объединяются в одну зону разлома глубинного заложения, протягивающуюся вдоль континентального склона. Наличие этой зоны разлома подтверждается также данными магнитной съемки.

Континентальный склон на большей части рассматриваемой акватории расположен между изобатами 1000 и 3000 м, его ширина варьирует от 50 до 70 км. Внутренняя часть континентального склона находится между изобатами 1000 и 1500 м, а местами и 2000 м. Она более крутая по сравнению с внешней. Континентальный склон на глубине 3000—3200 м переходит в подножие.

Локальные поднятия имеют меридиональные и субмеридиональные простираия. Первые в основном характерны непосредственно для района Камбейского залива, и их простираие, по-видимому, можно объяснить общей активизацией тектонических движений в

новейший этап в пределах Декканской синеклизы, на фоне опускания которой наблюдаются участки с относительно замедленными темпами опускания (участки относительного новейшего поднятия — локальные новейшие поднятия). Локальные поднятия этого типа имеют размеры от 10×4 до 50×10 км с относительными повышениями до 35 м. Поднятия чаще всего приурочены к крупным банкам и реже к песчаным барам, расположенным в устьях рек, впадающих в Камбейский залив.

Поднятия с субмеридиональными простираниями в основном приурочены к Бомбейскому шельфу и частично к его внешней части. Для них характерно отсутствие связи со структурами суши, в то время как для поднятий первого типа намечается четкая связь со структурными элементами берега.

При сопоставлении рельефа морского дна со структурным планом по кровле эоценовых отложений в пределах подводного продолжения Нарбадского авлакогена и Бомбейского склона Индо-станской платформы из 21 локального поднятия, выявленного по сейсмическим данным по кровле эоценовых отложений, 11 поднятий имеют свое четкое отражение в рельефе морского дна. Это такие поднятия как Северное Тапти, Западная Банка — 1, Южное Тапти, Даханувское, Северо- и Южно-Тарапурское, Северо- и Южно-Бассейнское, Бандрское, Махимское и Бомбейский свод, представляющие большой интерес как потенциальные, возможно нефтегазоносные структуры. Об этом свидетельствует успех морского бурения на Бомбейском своде, где в 1974 г. было открыто крупнейшее морское месторождение Южной Азии — Бомбей-Хай, в котором в 1980 г. было добыто почти 50 % всей нефти Индии. Нефтегазовое месторождение Северный Бассейн, а также нефтяное Тарапур, газовые Южный Бассейн, Южное и Северное Тапти и газонефтяные месторождения Алибаг, Диу, Дахану были открыты также за последние 5 лет (рис. 40).

Всего за это время в Камбейском заливе было открыто 12 месторождений нефти и газа. Большинству из них соответствуют новейшие локальные поднятия, хорошо выраженные в рельефе морского дна. Учитывая исключительно высокий «коэффициент удачи» (из 60 пробуренных скважин в Камбейском заливе в 25 скважинах получены нефть и газ), следует признать высокую эффективность структурно-геоморфологического анализа в этом регионе.

Примером активной окраины является **Андаманское море** — полузамкнутый морской седиментационный бассейн Индийского океана. Акватория Андаманского моря представляет собой крупную тектоническую впадину, ограниченную с запада кайнозойской островной дугой, а с востока Бирманско-Малайской мезозойской складчатой зоной. Восточное и западное ограничения Андаманской впадины испытали активные новейшие поднятия и характеризуются горным рельефом с абсолютными отметками 500—700 м на Андаманских и Никобарских островах и 1500—2000 м в хребтах Билау, Као-Луэнг и горах Пукет.

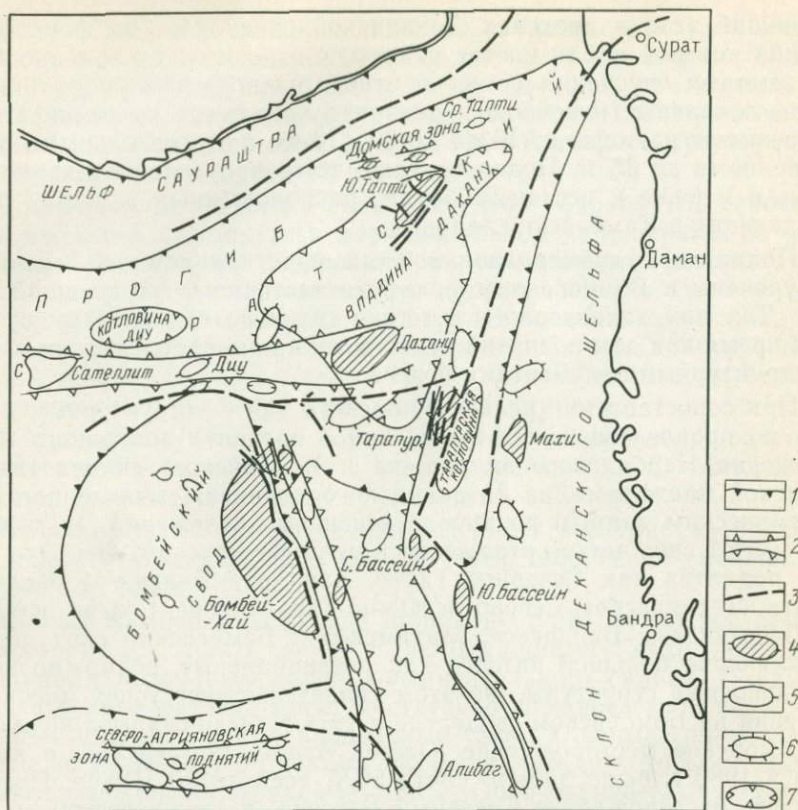


Рис. 40. Структурно-геоморфологическая схема Камбейского залива

1 — границы крупных структурных элементов, выделяемые по геолого-геоморфологическим данным; 2 — антиклинальные зоны локальных поднятий, выделяемые по геолого-геофизическим данным; 3 — разрывные нарушения, выделяемые по геолого-геофизическим данным и отраженные в рельефе дна; 4—5 — локальные поднятия, выделяемые по геолого-геофизическим данным (4 — выраженные в рельефе дна, 5 — не выраженные и слабо выраженные в рельефе дна); 6 — новейшие локальные поднятия, выделяемые по батиметрическим данным; 7 — котловины (впадины), выделяемые по геолого-геоморфологическим данным

Рельеф дна Андаманского моря отличается большой сложностью и своеобразием. Его северная часть занята обширной авандельтой р. Иравади, аккумулятивная поверхность которой полого погружается к югу. Подводный край дельты маркируется четким свалом глубин на отметках 40—50 м. На поверхности дельты прослеживаются довольно многочисленные долинообразные понижения затопленных дельтовых протоков, «устья» которых приурочены к подводным береговым линиям, достаточно отчетливо выделяющимся на абсолютных отметках 10—11, 20—22 и 45—50 м. Максимальное количество такого рода понижений слепо заканчивается у затопленной береговой линии, расположенной на глубине 20—22 м. Некоторые затопленные дельтовые протоки продолжают и глубже уровня береговой линии на отметках 45—50 м, расчлняя

уже поверхность шельфа, также очень полого погружающуюся к югу. На глубинах 100—120 м эти протоки сливаются друг с другом, образуя крупную долину, которая в пределах континентального склона переходит в подводный каньон. Каньон Мартабан имеет U-образную форму и особенно четко выражен на склоне на глубинах от 500 до 900 м; максимальная глубина вреза превышает 800 м. К нижней части склона стенки каньона выполаживаются, и он превращается в долину глубиной 40 м, которая к подножию континентального склона исчезает.

Иравадийская дельта, по данным Родольфо, характеризуется интенсивным современным осадконакоплением со средней скоростью 20 мм в год. Мощность дельтовых отложений достигает 2 км.

Мартабанский шельф к юго-востоку, значительно расширяясь, переходит в обширный шельф Мергуи, протягивающийся вплоть до Малаккского пролива. Таким образом, шельф северо-восточной континентальной окраины Андаманского моря соединяется с обширным районом Зондского шельфа — самой большой в мире шельфовой зоной, площадь которой составляет 1,8 млн. км².

Мергуинский шельф, в отличие от Мартабанского, отчетливо подразделяется на внутренний (с глубинами до 100 м) и внешний (с глубинами от 200 до 500 м). Они отделяются друг от друга хорошо выраженным крутым уступом высотой около 100 м, протягивающимся в меридиональном направлении на расстояние свыше 800 км.

Шельф Малаккского пролива имеет глубины 50—70 м. В южной его части прослеживается своеобразный грядовый рельеф, сформированный приливно-отливными течениями. Узкие параллельно вытянутые песчаные гряды и валы разделены ложбинами. Этот грядовый рельеф имеет много общего с типичным рельефом «бэровских бугров».

Островной шельф Андаманских и Никобарских островов очень узкий и ограничен крутыми тектоническими уступами с перепадами глубин в первые сотни метров, а местами более 1000 м. В сторону Андаманского моря этот шельф по уступам, по существу без континентального склона, непосредственно переходит в глубоководную котловину с глубинами свыше 2000 м. Континентальный склон хорошо прослеживается в восточной части Андаманского моря в виде полосы шириной 60—80 км с переходом глубин с 200 до 2000 м.

В пределах Андаманского моря выделяются три глубоководных котловины: две небольшие (к востоку от о-ва Средний Андаман) и значительно более обширная центральная, вытянутая в субмеридиональном направлении на расстояние около 700 км, шириной до 150 км. Дно котловин достаточно ровное с глубинами около 3000—3500 м. И только в южной части центральной котловины они несколько превышают 4000 м.

В рельефе дна Андаманского моря и восточной части Бенгальского залива основные структурные элементы имеют прямое выражение. Так, краевой прогиб, ограничивающий с запада Анда-

манско-Никобарскую островную дугу, выражен в рельефе дна Бенгальского залива узким глубоководным желобом с отметками глубин 4000—4500 м. Граница между островной дугой и краевым прогибом проходит по крупному региональному разлому, выраженному в виде уступа до 2000 м высотой и протянувшегося в меридиональном направлении на расстояние около 1000 км. Строение Андаманско-Никобарской островной дуги по структурно-геоморфологическим данным весьма сложное. В ее пределах выделяются две, а местами и три самостоятельных зоны новейших поднятий, по-разному выраженных в современном рельефе. Наиболее четкое выражение в виде гористых островов с абсолютными отметками до 700 м имеют поднятия центральной зоны. Локальные положительные структуры западной и восточной зоны обычно представлены участками шельфа с относительно меньшими глубинами.

Серией субширотно ориентированных разломов, четко выраженных в виде крупных (до нескольких сотен метров) уступов дна, Андаманско-Никобарская островная дуга разделена на ряд блоков, различающихся по интенсивности и направленности новейших движений. Наиболее приподнят Андаманский блок, в пределах которого отмечаются максимальные (свыше 700 м) абсолютные отметки горных возвышенностей. С севера он ограничивается опущенным участком пролива Южный Препарис, где глубины моря превышают 500 м. Севернее пролива Южный Препарис Андаманско-Никобарская островная дуга значительно сужается и уже выражена в рельефе дна только в виде очень малых едва возвышающихся над водой островов (Тейби, Препарис и др.) или банок. С юга Андаманский блок ограничивается опущенным участком пролива Десятого Градуса с глубинами 1000—1400 м.

Южный Никобарский приподнятый блок представлен гористыми островами, значительно меньшими по размеру по сравнению с Андаманскими, с абсолютными отметками 400—800 м. С юга он ограничивается резко опущенным участком Никобарского пролива, где отметки глубины дна достигают 2000 м и более.

Далее в южном направлении Андаманско-Никобарская островная дуга несколько кулисообразно (с небольшим смещением к западу) прослеживается в виде краевого плато, которое к югу переходит в гряду островов Ментавай. С востока эта островная дуга на всем протяжении ограничена крупным региональным разломом — уступом высотой 1000—1500 м.

Андаманско-Никобарская островная дуга, от расположенной восточнее Наркондамской внутренней вулканической дуги, отделяется узким прогибом. Наркондамская вулканическая дуга относится к меловому складчатому поясу, уходящему в хребет Борисан на о-ве Суматра и выражена в рельефе в виде сильно вытянутых в меридиональном направлении участков краевого плато и отдельных вулканами.

Потухшим вулканом позднеплиоценового и плейстоценового возраста является о-в Наркондам, возвышающийся над уровнем моря на 710 м. В 130 км юго-юго-западнее Наркондама распо-

жен о-в Баррен — единственный действующий вулкан в Андаманском море. Последнее его извержение произошло в 1808 г. Остров представляет собой вулканический конус высотой около 600 м, с глубоким крупным кратером диаметром около 3 км.

Южнее о-ва Баррен находится крупное подводное поднятие Инвизибл-Банк, которому до недавнего времени также приписывали вулканическое происхождение. Однако батиметрические и литологические данные свидетельствуют о другом. В отличие от островов Наркондам и Баррен, достигающих в поперечнике не более 25 км, Инвизибл-Банк имеет ширину около 50 км и длину более 170 км. Его склоны менее изрезаны и более пологи. При драгировании на восточном склоне банки с глубины 1000 м были подняты миоценовые калькарениты. Аналогичные породы были обнаружены в наиболее мелководной части банки Флат-Рок.

Далее к югу Наркондамская вулканическая дуга выражена несколькими поднятиями дна с небольшими подводными вулканами, и только на крайнем юге, в непосредственной близости от о-ва Суматра прослеживается вулканический о-в Вех. Севернее о-ва Наркондам вулканическая дуга погружается, и в рельефе дна выражена крайне слабо, выделяясь только незначительным уменьшением глубин. Однако в пределах погребенной вулканической дуги отмечается уменьшение мощности дельтовых отложений с 2 км до 400 м. С восточной стороны Наркондамская вулканическая дуга почти на всем своем протяжении ограничена тектоническим уступом.

Далее к востоку прослеживается еще одна зона поднятий, которая более или менее отчетливо выражена в северной части. В южной части она может быть намечена только по отдельным участкам краевого плато, возвышающимся над материковым подножием.

Восточнее этой зоны располагается крупный прогиб, выраженный в рельефе дна глубоководной котловиной.

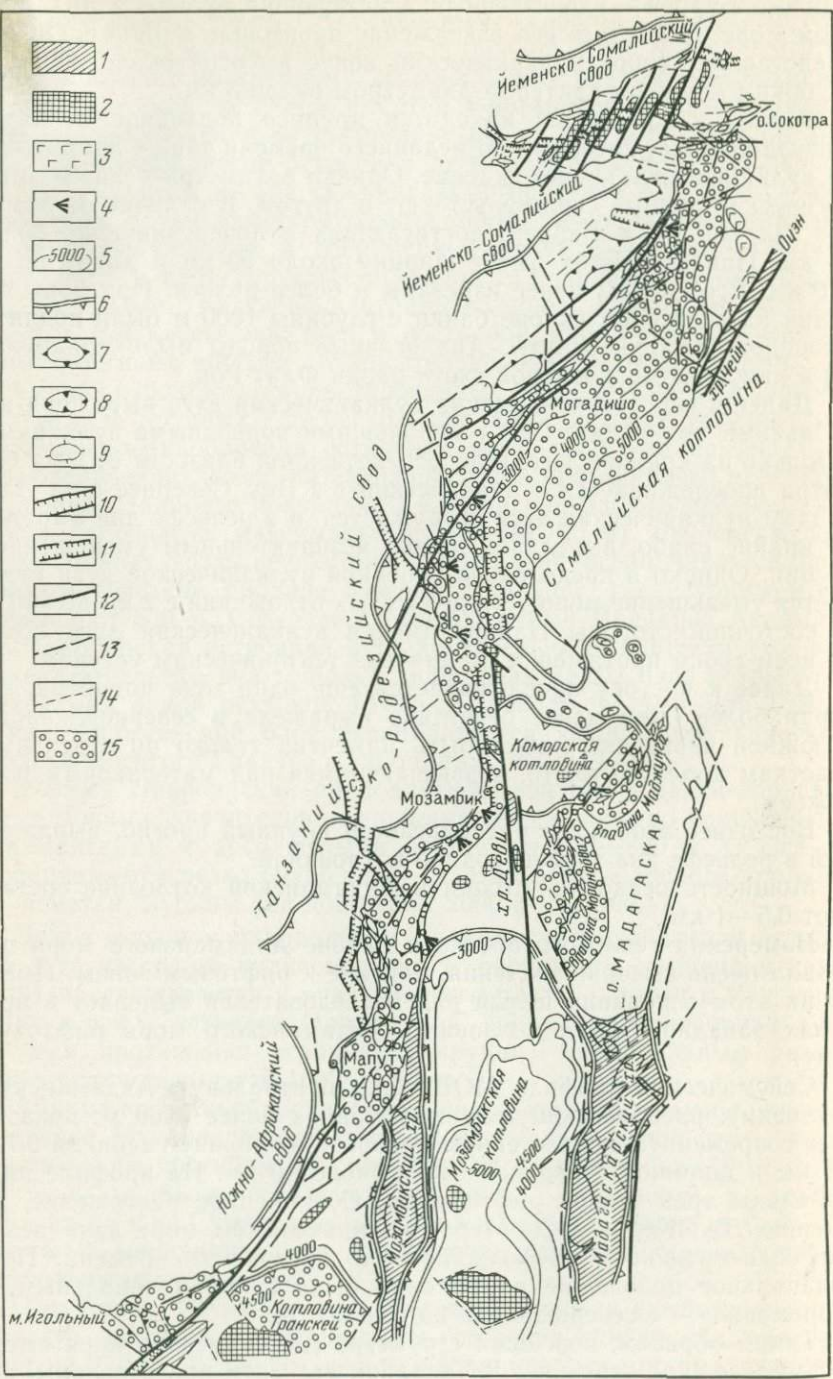
Мощность осадочной толщи в Андаманской котловине составляет 0,5—1 км.

Измерения теплового потока в районе Андаманского моря показали очень высокие значения, близкие к рифтовым зонам. Именно на этом основании целый ряд исследователей выделяет в пределах западной части котловины Андаманского моря рифтовую зону.

Сейсмический профиль МОВ через центральную Андаманскую котловину, располагающуюся на глубинах более 3000 м, показывает современную крутостенную V-образную долину глубиной 0,7—0,8 км и шириной в верхней части около 90 км. На профиле видны следы трех этапов рифтогенеза. Современное растяжение, по мнению Дж. Керри и Д. Мура, в Андаманском море началось в олигоцен-миоцене и продолжалось до настоящего времени. Первоначальное положение растяжения было субмеридиональным, а современное — с северо-запада на юго-восток.

Таким образом, новейшая структура Андаманского моря имеет весьма сложное строение. В западной ее части представлены мо-

- 1 [diagonal hatching]
- 2 [cross-hatching]
- 3 [dashed lines]
- 4 [arrow]
- 5 [5000 contour]
- 6 [topographic profile]
- 7 [oval symbol]
- 8 [oval symbol]
- 9 [oval symbol]
- 10 [sawtooth symbol]
- 11 [sawtooth symbol]
- 12 [solid line]
- 13 [dashed line]
- 14 [dashed line]
- 15 [dotted pattern]



лодые зарождающиеся островные дуги, выраженные в рельефе в виде гористых островов или подводных возвышенностей. В восточной части в неотектоническую активность были вовлечены складчатые структуры мезозойского возраста. Большую роль в новейшем развитии рассматриваемой территории играли многочисленные разрывные нарушения, часть которых протягивается на сотни километров.

Последним примером структурно-геоморфологического анализа служит **континентальная окраина Восточной Африки**. Несмотря на значительный объем геолого-геофизических работ на суше и шельфе Восточной Африки, сведения о ее тектоническом строении весьма ограничены. Между тем, структурно-геоморфологический анализ донного рельефа и комплексная интерпретация результатов этого анализа с имеющимися геолого-геофизическими материалами позволяют более точно определить очертания крупных структурных элементов, протрассировать в море разломы регионального значения, а в ряде случаев наметить зоны новейших поднятий и локальные структуры, которые могут представить интерес для поисков нефти и газа (рис. 41).

Восточноафриканский шельф имеет наибольшую ширину у Аравийского и Сомалийского полуостровов (50—70 км), у о-ва Сокотра (до 50 км), а в остальных местах его ширина не превышает 20 км, уменьшаясь в отдельных случаях до 4 км. Вдоль восточной части Мадагаскара шельф, как правило, постоянный (до 25 км), а со стороны Мозамбикского пролива он местами расширяется до 80 км.

Геоморфологическое строение континентального склона и дна Индийского океана в непосредственной близости от Африканского континента характеризуется большим разнообразием.

Чрезвычайно сложно строение дна в Аденском заливе. В центральной его части расположен подводный Срединно-Аденский хребет, сопровождающийся с севера и юга двумя впадинами и осложненный группой узких возвышенностей северо-восточного простирания.

В приафриканской части Индийского океана находится обширная депрессионная зона субмеридионального простирания, в общем параллельная краю Африканского континента и состоящая из нескольких впадин согласной ориентировки. Среди последних выде-

Рис. 41. Структурно-геоморфологическая схема континентальной окраины Восточной Африки

1 — подводные хребты; 2 — возвышенности различного генезиса; 3 — острова и подводные возвышенности вулканического происхождения; 4 — глубоководные конусы выноса; 5 — изобаты, в м; 6 — контуры крупных структурных элементов суши и моря; 7 — новейшие локальные поднятия, выявленные по геолого-геофизическим данным; 8 — впадины, выделяемые по геолого-геофизическим данным; 9 — новейшие локальные поднятия, выделяемые по структурно-геоморфологическим данным; 10, 11 — грабены (10 — выделяемые по геолого-геофизическим данным, 11 — по структурно-геоморфологическим данным); 12 — глубинные разломы, выделяемые по геолого-геофизическим данным; 13, 14 — разломы (13 — выделяемые по геолого-геоморфологическим данным, 14 — по структурно-геоморфологическим данным); 15 — седиментационные впадины с мощностью осадочного чехла от 3 до 9 км

ляется обширная Сомалийская котловина северо-восточного простирания с глубинами в центральной части более 5 км. В северо-восточной части она осложнена серией линейных подводных возвышенностей (хребет Чейн) и крупных подводных вулканических возвышенностей, увенчанных островами на востоке и юге впадины (Экватор, Амирантские, Фаркуар, Коморские). Южнее Коморских островов выделяется меньшая по размерам Коморская впадина.

К югу от Мадагаскара между Мадагаскарским и Мозамбикским подводными хребтами располагается Мозамбикская котловина с глубинами более 5 км. В южной части она сливается со впадиной Транскей и котловиной Агульяс. Впадины разделены возвышенностью Агульяс, имеющей в общем субмеридиональное простирание.

Остановимся подробно на основных представлениях о тектонике континентальной окраины и сопредельных частей Африканского континента и Индийского океана. В пределах Африканского континента и на о-ве Мадагаскар мощность континентальной коры составляет 35—40 км. Изучение земной коры Сейшельских островов, проведенное Френсисом и Г. Дэвисом, показало, что ее строение здесь типично континентальное, а мощность составляет 32 км. Более дискуссионно строение коры в южной (большей) части Мозамбикской котловины, в пределах Мадагаскарского и Мозамбикского хребтов, где разными авторами предполагалась в разные годы кора океанического, континентального или переходного типов.

Обобщение имеющихся геолого-геофизических данных, проведенное Б. Дарракотом, позволило выделить здесь области утоненной континентальной коры (20—25 км) или коры переходного типа (Мозамбикский, Мадагаскарский хребты, Мозамбикский пролив), разделенные акваториями с корой океанического строения (Мозамбикская, Мадагаскарская котловины, впадины Транскей и Агульяс), где мощность коры составляет 5—10 км.

Весьма сложное строение земной коры отмечается в Аденском заливе. Близкое расположение утоненной коры океанического типа с континентальными массивами Африки и Аравийского полуострова, аномально низкие значения скоростей (7,3—7,7 км/с), отмечаемые в основании коры, и высокий тепловой поток (в 3—4 раза выше нормального) затрудняют установление ее истинной структуры и развития. Подавляющее большинство исследователей считает Аденский залив «юным» океаном, образовавшимся за счет спрединга.

Однако некоторые исследователи считают Аденский залив типичным континентальным рифтом, незначительное расширение которого началось в конце плейстоцена.

Состояние геолого-геофизической изученности и разнообразие сейсмических параметров приафриканской части Индийского океана таковы, что позволяют рассматривать историю развития территории как с позиции неомобилизма, так и с позиции классической тектоники.

По одним представлениям, формирование рифтовых систем в материке Гондваны началось в позднем палеозое, вдоль области

позднедокембрийской — раннепалеозойской активизации, а по другим — значительно позднее: в триасовую, юрскую и даже меловую эпохи. Тот факт, что в настоящее время существуют несколько вариантов палеопозиций материка Гондвана, а исследователями порозному определяется начало и завершение спрединга, приводит к мысли о недостаточной доказанности палеорекоonstrukций и рассчитанных скоростей движения континентов.

Применительно к западной части Индийского океана в литературе весьма широко дискутируется вопрос о прежнем положении Мадагаскара и Сейшельской банки относительно Африканского континента. В настоящее время предполагаются следующие варианты палеопозиций Мадагаскара: 1) Мадагаскар был связан с Африкой в районе побережья южного Мозамбика и впоследствии продвинулся на восток; 2) Мадагаскар граничил с побережьем Кении, откуда он продвинулся на юго-восток; возможно, он находился и севернее, напротив Сомали, а затем продвинулся к югу; 3) Мадагаскар оставался на своем настоящем месте с позднего карбона, а возможно и с докембрия.

Развитие исследуемой области нами рассматривается с позиции деструкции земной коры. С этой точки зрения можно наиболее правдоподобно объяснить развитие континентальной окраины Восточной Африки и восточной части Индийского океана. Близкие взгляды на образование западной части Индийского океана развивает и Т. Катина, который считает, что западная часть Индийского океана между современным восточным побережьем Африки и Аравийско-Индийским и Центрально-Индийским срединно-океаническими хребтами в прошлом представляла собой единую материковую плиту (Малагасийско-Маскаренский субконтинент). В результате дезинтеграции этой плиты сформировалась современная структура дна западной части Индийского океана. Докембрийский блок Мадагаскара и выходы докембрия на Сейшельских островах являются, согласно его представлениям, останцами этого субконтинента.

Начавшиеся в конце палеозоя рифтогенез и дезинтеграция древнего материка, заложение и интенсивное развитие в мезозое Аравийско-Сомалийского и Восточно-Аравийского перикратонного периокеанического прогибов, усилившиеся в кайнозое, осуществлялись по разломам меридионального, северо-северо-восточного направления нередко древнего заложения. Приконтинентальный борт указанных прогибов обычно крутой и серией ступеней погружается в сторону их центральных частей. Имеются данные, указывающие на то, что ряд крупных разломов, продольных краю континента (Сомали), определил резкое увеличение мощностей верхнего кайнозоя в сторону океана. Одновременно с нарушениями, продольными краю Африкано-Аравийской платформы, на формировании общей структуры прииндоокеанской части Африкано-Аравийской платформы (в частности, очертаний крупных прогибов, являющихся возможными нефтегазоносными бассейнами) сказалось влияние разломов меридионального, северо-западного и северо-вос-

точного направлений, нередко древнего заложения и лишь обновленных в мезо-кайнозое. Характерной особенностью строения территории континента является образование ряда крупных прогибов и продолжение их в море. Учитывая историю формирования и строение позднемезозойской и новейшей структуры прииндоокеанской части Африканского континента, а также структурно-геоморфологические особенности суши, шельфа и континентального склона, можно выделить континентальные окраины Аденского залива, Северо-Восточной Африки (Сомали), Экваториальной Африки (Кения, Танзания, Мозамбик), Юго-Восточной Африки, Южной Африки, о-ва Мадагаскар.

Континентальная окраина Аденского залива представляет собой крупную рифтовую структуру, которая на западе смыкается с грабеном Красного моря и Эфиопским рифтом, а на востоке открывается в Индийский океан. Общая величина новейшего опускания в Аденском рифте с учетом мощности толщи заполнения, по-видимому, составляет 7—8 км.

Тектоническая структура Аденского залива начала зарождаться в ранней юре — позднему мелу. Одни исследователи полагают, что в течение длительного времени (до олигоцена) рифтообразование не происходило. Другие, напротив, считают, что рифтообразование началось еще в раннем мелу, но было незначительным.

Очень часто образование Аденского залива объясняют с позиций спрединга дна залива, результатом чего явилось формирование коры океанического типа. При условии стационарности Африканской плиты и движущихся плит — Аравийской и Сомалийской — предполагалось расползание последних соответственно на северо-восток и юго-восток и как следствие — образование раздвига. Расчеты, однако, показывают, что скорости движений упомянутых плит не увязываются между собой, а особенности тектонического и палеогеографического развития области не могут быть объяснены в полной мере с упомянутой выше точки зрения. Имеющиеся другие попытки согласовать движения плит также во многом гипотетичны.

В Аденском заливе обычно выделяются континентальные окраины, основные глубоководные впадины и центральный хребет с резко расчлененным рельефом. Считается, что рельеф центрального района является продолжением Западно-Индийского срединно-океанического хребта в Аденский залив, смещенного вдоль зоны разломов Оуэн. Несмотря на то что Срединно-Аденский хребет обладает многими чертами срединно-океанических хребтов (по сейсмичности, тепловому потоку, характеру магнитного поля), он существенно отличается от них по геоморфологическому строению.

В донном рельефе залива выявляется отчетливая поперечная зональность элементов рельефа, подтверждающаяся ориентировкой, интенсивностью и структурой магнитного и гравитационного полей, что указывает на блоковое строение залива и существенную роль разломов северо-восточного простираения. В пределах собственно континентальной окраины и шельфа многие возвышенности, по-видимому, соответствуют локальным поднятиям, что под-

тверждается сейсмическими исследованиями. Формирование этих поднятий происходило в сложной геодинамической обстановке, связанной со значительными по масштабу (до 10 км) сдвигами вдоль разломов северо-восточного и широтного простирания.

Сейсмоакустические и буровые работы в Аденском заливе обнаруживают чрезвычайно сложную картину распределения молодых осадков в разных его частях. Это обстоятельство затрудняет структурную интерпретацию рельефа, особенно на шельфе залива. В связи с этим становится понятной множественность схем тектонического строения области Аденского залива, составленных на основе комплексной интерпретации батиметрических и геолого-геофизических данных. Можно предполагать, что ведущая роль на неотектоническом этапе принадлежала сбросо-сдвигам северо-восточного простирания. Высокая неотектоническая активность упомянутых нарушений подтверждается большой амплитудой тектонически обусловленных форм рельефа, резко выраженной прямолинейностью многих форм и элементов подводного рельефа, а также очертаний берегов залива. Существующий план разрывных нарушений, а также Срединно-Аденский хребет и смежные с ним впадины — это возможно, результат чередования процессов сжатия и расширения области Аденского рифта, сопровождавшихся сдвиговыми явлениями.

В составе континентальной окраины Северо-Восточной Африки выделяется несколько районов: мелководье островов Сокотра, Абд-эль-Кури, Самха и Дарса, рассматриваемых обычно в качестве части Африканского континента. Отмель вокруг островов Сокотра и Тэ-Брозерс имеет значительные размеры. Ее край обозначен четким перегибом профиля дна на глубинах 40—50 м. Иногда наблюдается второй перегиб на глубине около 1000 м. Детальный анализ батиметрических карт северного и южного шельфов Сокотры свидетельствует о неравномерном подъеме в новейшее время всего континентального блока. Северный шельф и континентальный склон часто очерчиваются изобатами ортогонального строения. Эта особенность строения позволила проследить вдоль континентального склона к северу от о-ва Сокотра крупное разрывное нарушение и наметить ряд новых. Характер расположения и морфология подводных возвышенностей свидетельствуют о том, что на континентальном склоне к северу от о-ва Сокотра располагается зона складчато-блоковых структур, опущенных по серии разрывных нарушений субширотного простирания и осложненных нарушениями северо-восточного и в меньшей мере северо-западного простираний. Разломы широтного простирания намечаются вдоль континентальных подножий к северу от островов Дарса, Самха, Абд-эль-Кури. Обилие мелких и больших банок, подводных гор (Корал-Банк, Каль-Фарум и др.) дает основание к выделению поднятий на северном и южном шельфах.

Континентальная окраина Северо-Восточной Африки (Сомалийского полуострова) сравнительно проста по своему строению. В виде узкой ступени она может быть прослежена вдоль всего так на-

зываемого «Рога Африки» на расстояние более 2000 км от р. Тапа до мыса Гвардафуй.

Сомалийский полуостров в мезо-кайнозое характеризовался дифференцированными и весьма контрастными движениями. Обычно здесь выделяют два крупных структурно-фациальных блока: северо-западный («Рог Африки») и юго-западный, включающий часть юго-восточной Эфиопии и северо-восточной Кении, разделенные Главной зоной разломов. В пределах первого отмечается чрезвычайно большая мощность мезо-кайнозойских отложений (более 9000 м). Береговая зона отделяется от рассмотренных выше блоков разломом северо-восточного простирания.

На шельфе и склоне выделяются зоны поднятий, которые генетически связаны с крупными разломами — элементами периокеанического разлома, отделяющего Сомалийскую впадину от Африканского континента (см. рис. 41). На участке от мыса Гвардафуй до мыса Рас-Маббер широкий (до 80 км) шельф Африки имеет широтное простирание, что, возможно, обусловлено тектоникой. В районе мысов Рас-Банка и Рас-Маббер шельф и континентальный склон имеют угловатые очертания, что предопределено разломами северо-западного и северо-восточного простираний. По данным структурно-геоморфологического анализа выделяется несколько поднятий субширотной ориентировки, а южнее о-ва Данте (Хайфун), где край шельфа имеет вид прямолинейного уступа, — разлом северо-восточного простирания. В море он прослеживается на расстояние более 160 км.

Второй участок (между мысом Рас-Маббер и 5° с. ш.) отличается узким шельфом (10—20 км), ограниченными местами крупными уступами. Их конфигурация, а также очертания берега Африки позволяют предполагать на шельфе и континентальном склоне морские продолжения крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания, выявленных на континенте. Как правило, они выражены резкими изломами береговой линии и шельфа. Имеются все основания предполагать, что на континентальной окраине этой части Северо-Восточной Африки существуют крупные антиклинальные поднятия, образующие со структурами суши единые антиклинальные зоны.

Континентальный склон по сравнению с соседними территориями выделяется исключительной сложностью строения. Ортогональный рисунок изобат дает основание к выделению разломов субширотного, северо-восточного и меридионального простираний. Повидимому, рассматриваемая часть подводного склона осложнена целым рядом горстообразных поднятий и грабенов, что позволяет предполагать здесь крупную зону дробления. На широте этой зоны очертания изоаномалий силы тяжести меняют простирание с северо-восточного на широтное или северо-западное.

Северо-восточнее Могадишо в пределах суши выявлена антиклинальная зона, состоящая из нескольких поднятий. На суше и в рельефе дна также четко прослеживаются разрывные нарушения, контролирующие эту антиклинальную зону.

Юго-восточнее Могадишо ответвляется другое разрывное нарушение. Почти повсеместно с крутым и прямолинейным уступом шельфа оно прослеживается вплоть до Кенийской рифтовой зоны.

Континентальная окраина экваториальной Африки (Кения, Танзания, Мозамбик) и примыкающая к ней часть Африканского материка отличается исключительной сложностью тектонического строения и широким развитием горстово-глыбовых структур, грабенов, тесно связанных с южной частью Кенийского рифта, активно формировавшегося в новейшее время.

Контуры крупных морфоструктур суши (горы Паре, Усамбара, Улугуру и др.) определяются разломами северо-западного (Кенийского), северо-восточного (Сомалийского) и меридионального простираний. Шельф изобилует широким развитием мелей, банок, островов (Пемба, Занзибар, Мафия и др.). Разломы северо-западных и меридиональных направлений, видимо, являются более молодыми. Диагональные разломы северо-восточной ориентировки прослежены по структурно-геоморфологическим данным вдоль шельфа от Садани до Ванга и от Шамони до бухты Формоза. Севернее бухты Формоза диагональный разлом намечен вдоль спрямленного участка берега между мысом Шака и с. Киванху. Обширное мелководье и расширение шельфа в этом районе обусловлены новейшим поднятием. Ортогональные изгибы изобат шельфа и континентального склона позволяют предполагать здесь группу разломов северо-западного простирания.

В районе островов Занзибар и Пемба обозначается резкое расширение шельфа до 50 км. От континента острова отделены проливами. Тот факт, что проливы располагаются на продолжении грабена Рува, выделяемого на континенте, дает основание считать, что они соответствуют грабенообразной впадине сложных очертаний, ограниченной разломами. По мнению многих исследователей, острова Пемба и Занзибар представляют собой горстообразные поднятия. Юго-восточнее Занзибара, прямо на его оси находятся о-в Лейтем и банка Фунгу-Кизимкази, расположенные на крупной отмели, вытянутой в северо-западном направлении. Тот факт, что о-в Занзибар и поднятие Лейтем увязываются с простиранием горстов Паре и Усамбара на Африканском континенте, наводит на мысль о продолжении краевых горстовых поднятий Кенийской рифтовой зоны в пределы шельфа и континентального склона. В Занзибарском заливе, мористей его, вдоль восточных берегов островов Пемба, Занзибар и Мафия возрастает значение разрывных нарушений меридионального (Мозамбикского) направления. Они зафиксированы на шельфе, континентальном склоне и в очертаниях берегов Танзании. Образую четко выраженные, параллельные друг другу эшелонированные системы, эти нарушения отражают ступенчатое погружение континента в сторону Индийского океана. Область Занзибарского залива, где к берегам Индийского океана подходит Кенийская рифтовая зона и происходит сопряжение нарушений различных направлений, выделяется нами в качестве крупной Зан-

зибарской зоны дробления. Геофизическими исследованиями на севере зоны установлены большие мощности осадочного чехла в глубоко опущенных блоках (до 12 км) и резкое сокращение их на поднятиях.

Результаты структурно-геоморфологического анализа указывают на ведущую роль меридиональных разломов. Непосредственно к востоку от Занзибарской зоны дробления по геолого-геофизическим и структурно-геоморфологическим данным предположительно намечена Восточно-Занзибарская впадина меридионального простирания. Ее восточный борт возможно ограничен меридиональной зоной горстово-блоковых поднятий, восточнее которой условно выделен Мадагаскаро-Занзибарский грабен. Центральная часть грабена совпадает с узкой зоной отрицательных аномалий гравитационного поля в редукции Буге, что, вероятно, связано с большой мощностью осадочного выполнения грабена. На сейсмическом профиле, приведенном в работе Е. Бунса, севернее о-ва Пемба выявляются два седиментационных трога.

Южный участок (от Мтвара до Мозамбик) характеризуется рядом специфических черт. Шельф имеет постоянную ширину (до 20 км). Прямолинейность его бровки свидетельствует о приуроченности уступа континентального склона к крупному глубинному нарушению меридионального простирания, осложненному оперяющими разломами. Некоторые из нарушений, намеченных на континентальном склоне и континентальном подножии, являются непосредственным продолжением разломов. В пределах континентального подножия параллельно разлому обозначается депрессионная зона, состоящая из нескольких отдельных впадин. Депрессионная зона располагается на продолжении намечаемого по структурно-геоморфологическим данным Мадагаскаро-Занзибарского грабена (см. рис. 41) и, по-видимому, является его продолжением.

Восточный борт грабена достаточно хорошо выражен в донном рельефе. Здесь прослеживается группа банок — Сент-Лазар, Пейсли и др. — вулканического происхождения. Можно предполагать, что банки приурочены к меридионально ориентированной зоне горстово-глыбовых поднятий. По существующим представлениям, поднятия приурочены к Мозамбикской зоне разломов. Южнее, на продолжении рассматриваемой группы банок, располагается хребет Девн длиной около 160 км, что позволяет протрассировать Мозамбикскую зону разломов на расстояние более 1000 км. Это выдвигает Мозамбикский разлом в число важнейших тектонических линий континентальной окраины восточной Африки.

Континентальная окраина Юго-Восточной Африки (Мозамбик, ЮАР) протягивается южнее г. Мозамбик до мыса Сент-Люсия более чем на 2000 км. В пределах суши к ней прилегает Мозамбикский прогиб, осложненный поперечными грабенами Нижне-Замбезийским и Лимполо.

На рассматриваемой части шельфа и континентального склона выделяется участок от Пемба до Бейера, которому на суше соответствует Нижне-Замбезийский прогиб. Обширная дельта р. Зам-

бези, ее подводный конус, а также крупные аккумулятивные формы (отмель Сафала) маскируют строение шельфа и окраины, в связи с чем выявление новейших локальных поднятий здесь крайне затруднено.

Шельф в пределах Нижне-Замбезийского прогиба заметно расширяется до 120 км (напротив Бейера). Континентальный склон на рассматриваемом участке прорезан каньоном р. Замбези, прослеживаемым и в глубоководной Мозамбикской котловине. Еще южнее на участке Мозамбикского прогиба от Бейера до Иньямба-не шельф снова сужается до 20 км.

Континентальный склон более крутой по внешней части, резко выполаживается в направлении материкового подножия. Ширина континентального склона составляет 60—150 км.

На суше в пределах Мозамбикского прогиба здесь расположена часть ветви Ньяса — Шире Восточно-Африканской рифтовой системы. Она включает хорошо выраженный в рельефе с четко установленными границами грабен Урама, протягивающийся от нижнего течения р. Замбези до р. Пунге и погружающийся под уровень моря в пределах шельфа у Бейера.

Достоверно можно говорить о продолжении на континенте грабена Урама, который, по-видимому, переходит в Мабут-Фунхалорский грабен, отчетливо прослеживающийся южнее р. Сави (см. рис. 41).

Южнее Мабут-Фунхалорский грабен доходит до участка побережья субширотной ориентировки и прослеживается в пределах шельфа примерно до изобаты 100 м, в 60 км восточнее дельты Лимпопо. От Иньямбане до залива Лоренцо-Маркиш ширина шельфа изменяется от 10 до 35 км. Континентальный склон этого участка очень пологий (углы наклона не свыше 1°) и самый широкий (до 175 км — до изобаты 1000 м). По-видимому, его размеры и малые уклоны связаны с нивелирующей деятельностью р. Лимпопо, образующей огромный подводный конус выноса, захватывающий не только шельф и континентальный склон, но и продолжающийся на континентальном подножье, начинающемся с глубины 1000 м. Специфика строения современного структурного плана континентальной окраины Юго-Восточной Африки определяется наличием наложенных поперечных грабенообразных прогибов Нижне-Замбезийского и р. Лимпопо на фоне меридионального Мозамбикского прогиба.

Огромное влияние на формирование современного структурного плана оказывают разломы трех основных простираний: северо-северо-западного, северо-северо-восточного и меридионального. Они как в пределах суши, так и на акватории определяют мозаичную складчато-сбросовую структуру осадочного чехла.

Континентальная окраина Южной Африки. По особенностям геолого-геоморфологического строения в пределах этого региона выделяются два крупных района. Первый из них, протягивающийся от мыса Сент-Люсия до Ист-Лондона и совпадающий с узким спрямленным шельфом, по-видимому, на большей

своей части контролируется региональной Агульясской зоной разломов, прослеживающейся в этом районе на протяжении более 600 км; второй — от Ист-Лондона до мыса Игольного (Агульяс) представляет шельф Капской складчатой системы (Капид).

Шельф на участке от мыса Сент-Люсия до Ист-Лондона непосредственно примыкает к синеклизе Карру, выполненной более чем 6-километровой толщей континентальных отложений позднепалеозойского и раннемезозойского возраста.

Континентальная окраина здесь отличается прямолинейностью, имеет северо-восточное простирание, а бровка шельфа совпадает с Агульясской зоной разломов. В северной части на отрезке от Дурбана до мыса Сент-Люсия зона разломов Агульяс вырождается: исчезает прямолинейность бровки шельфа и уменьшается высота подводного уступа.

Южный участок континентальной окраины от Ист-Лондона до мыса Игольный с севера обрамляется сложно построенной герцинской системой Капид.

К югу от Капид в пределах подводной окраины Африканского континента расположена крупная подводная возвышенность — банка Агульяс. Геофизическими работами здесь были обнаружены две антиклинальные структуры — Агульяс и Ресиф. Агульяс имеет юго-восточное простирание и располагается параллельно краю континентального склона. По данным исследований МОВ, здесь наблюдается резкий подъем нижнепалеозойских и докембрийских пород. Антиклиналь Ресиф, расположенная восточнее, имеет северо-восточное простирание и ограничена с юго-востока разломом, четко прослеживающимся в рельефе морского дна. Разделяющая структуры Агульяс и Ресиф седиментационная впадина Отениква с мощностью мезо-кайнозойских отложений до 5,7 км в рельефе морского дна выражена недостаточно отчетливо.

Складчатая зона Капид, погружающаяся на юге в море, прослеживается в пределах шельфа в виде группы поднятий юго-восточного простирания. На континентальном склоне по результатам структурно-геоморфологического анализа выделяется шесть локальных поднятий, самое крупное из которых (Агульясское) имеет размер 200×80 км. Континентальный склон этого подводного поднятия имеет сложное строение и отличается широким развитием крутых уступов, ступеней и обособленных возвышенностей, что вероятно указывает на существование здесь мелких горстово-блоковых структур и разломов.

Еще южнее на континентальном склоне выявляется серия подводных возвышенностей, возможно вулканического происхождения (горы Наталь, Мэллор, Шеклтон, Дэви и др.), образующих горный хребет Агульяс протяженностью более 350 км. По-видимому, он образовался в результате резкого поднятия древнего кристаллического фундамента. В пределах южной и юго-восточной частей континентальный склон Южной Африки осложнен нарушениями северо-восточного и в меньшей степени меридионального простираний, хорошо выраженными в рельефе. Такие нарушения раз-

деляют хребет на ряд относительно небольших подводных возвышенностей, вероятно складчато-глыбовой природы. К востоку от хребта Агульяс континентальный склон представлен в верхней части крутым уступом (до 15°), соответствующим крупному разлому, а в нижней — пологим участком, переходящим в глубоководную котловину Транскей, а в своей южной части — в котловину Агульяс.

Зона перехода между корой континентального и океанического типов, по-видимому, проходит в пределах континентального склона Южной Африки южнее банки Агульяс по ступенчатому сбросу, зафиксированному сейсмическими работами, который, вероятно, является продолжением к югу (еще на расстояние более 600 км) Агульясской зоны разломов. Эта региональная зона разломов общей протяженностью более 1200 км фактически совпадает с границей южной части Африканского континента. К югу и юго-востоку от нее развита кора океанического типа.

К континентальной окраине Южной Африки примыкает Мозамбикский хребет — крупная подводная возвышенность, протянувшаяся в меридиональном направлении более чем на 1600 км. Его северная часть погребена под подводным конусом р. Лимлопо. Хребет асимметричен: восточный склон выше и круче западного. Геофизические данные указывают на существование здесь крупного регионального нарушения. В рельефе дна оно выражено резким крутым уступом.

Осевая часть хребта осложнена возвышенностями и впадинами. Тектоническое строение этой крупной морфоструктуры изучено недостаточно. Анализ рельефа позволяет предположить глыбово-блоковое строение. В пределах хребта можно выделить четыре крупных блока, разделенных разрывными нарушениями северо-восточного и юго-западного простирания. Северная часть хребта, по-видимому, структурно связана с материком. На это указывает существование единых разломов, секущих хребет и Африканский континент. Сейсмические исследования КМПВ и результаты бурения свидетельствуют, по мнению Б. Дарракота и др., что Мозамбикский хребет скорее всего является «обломком» континента.

Континентальная окраина о-ва Мадагаскар. Континентальная окраина восточной части острова отличается исключительной прямолинейностью и совпадает с крупным нарушением меридионального простирания. Лишь на крайнем северо-востоке на шельфе и суше выявляются разломы северо-западной ориентировки и глыбово-блоковые структуры. Совершенно иной характер имеет континентальная окраина западного Мадагаскара. На ее большей части сформирован широкий шельф, расширяющийся на против впадин Диего-Амбилубе, Маджунга и Морондова. Очертания последних в значительной мере контролируются разломами, имеющими продолжение на суше. Большинство из них соответствует Мозамбикскому (С-З 340°) и Мадагаскарскому (С-В 20°) простираниям и во многом определяет не только строение шельфа, но и континентального склона.

Весь шельф западного Мадагаскара можно разбить на две части: от мыса Амбр (на севере) до мыса Сент-Винсент (на юго-западе) и от мыса Сент-Винсент до устья р. Линта.

Локальные поднятия, выделяемые по данным структурно-геоморфологических исследований, имеют субмеридиональное простирание. Они совпадают с мелкими островами, коралловыми рифами, банками и отмелями. Все выделяемые по геолого-геоморфологическим данным локальные поднятия Маджунгского шельфа отчетливо выражены в рельефе дна.

На участке от мыса Сент-Андре до мыса Сент-Винсент берег и шельф имеют почти меридиональное простирание, и на большей части его бровка, по-видимому, совпадает с разломом. На континентальном склоне выделяется крутой уступ, являющийся морфологическим выражением регионального разлома. Самый южный участок западного шельфа Мадагаскара от мыса Сент-Винсент до устья р. Линта, в свою очередь, состоит из двух резко отличных друг от друга районов. Первый — более северный, до г. Тулеар — это очень узкий (не более 10—12 км), типично тектонический шельф, «зажатый» с двух сторон разрывными нарушениями, орграфически выраженными прямолинейным участком берега и региональным разломом, совпадающим с бровкой шельфа. Нарушение в рельефе дна прослеживается в северо-северо-западном направлении вплоть до Мозамбикской зоны разломов.

Второй — от г. Тулеар до устья р. Линта — характеризуется широким (до 25 км) шельфом. Некоторые каньоны (Унилахы и др.), по-видимому, совпадают с разломами. Южный шельф Мадагаскара контролируется разломами северо-западного и субширотного простираний.

Мадагаскарский хребет является подводным продолжением Мадагаскара к югу и протягивается почти на 1300 км при ширине от 350 до 540 км. Над широким гребнем хребта поднимаются горы высотой до 1000 м, наиболее высокая вершина — Уолтерс — приурочена к наименьшей глубине Мадагаскарского хребта — 20 м. С запада и востока, как показывают материалы структурно-геоморфологических данных, он ограничивается крупными региональными нарушениями меридионального простирания.

Значительная часть Мадагаскарского хребта осложнена разломами в основном северо-северо-западного и северо-северо-восточного простираний, что позволяет предполагать здесь наличие нескольких крупных блоков, в пределах которых по данным структурно-геоморфологического анализа выделяется семь крупных поднятий изометричной формы, достигающих размеров 200×75 км (в северной части хребта). В целом Мадагаскарский хребет по своему строению заметно напоминает строение острова Мадагаскар. Для хребта также характерна глыбово-блоковая мозаичная структура. В этом нет ничего удивительного, так как до конца мелового периода остров и хребет представляли собой единое целое.

Таким образом, в пределах суши, шельфа и внешней части континентального склона выделяются два единых седиментационных

бассейна — Маджунга и Морондова, открывающиеся в Коморскую впадину. Мощность осадочного чехла здесь составляет 7—8 км, и бассейны относятся к категории перспективных в нефтегазоносном отношении.

В пределах шельфа Мадагаскара по данным структурно-геоморфологического анализа выделяется более 20 новейших локальных поднятий (в основном в пределах западного шельфа), как правило, имеющих простирания, параллельные береговой линии.

Комплексное использование результатов структурно-геоморфологического анализа с имеющимися геолого-геофизическими материалами в пределах континентальной окраины Восточной Африки позволило установить следующее.

1. Ведущая роль при формировании современного структурного плана Аденского залива принадлежит новейшим нарушениям северо-восточного простирания, имевшим, по-видимому, сбросово-сдвиговой характер. Существенную роль играли также разломы северо-западного и широтного простираний.

2. В пределах Северо-Восточной Африки выявлена группа региональных разломов северо-восточного простирания, обладающих значительной протяженностью (сотни километров). Установлены геоморфологическая выраженность разрывных нарушений северо-западного простирания, а также характер сопряжения разломов разного направления: Сомалийского (северо-восточного), Кенийского (северо-западного) и Мозамбикского (меридионального).

3. В Мозамбикском проливе и на континентальной окраине Экваториальной и Юго-Восточной Африки главенствующая роль принадлежит нарушениям меридиональной (Мозамбикской), а также северо-западной ориентировки. Яркая геоморфологическая выраженность нарушений свидетельствует об их высокой новейшей активности. Тот факт, что заложение и активное развитие многих из них имело место в мезозое и кайнозое позволяет предполагать существенное их влияние на распределение мощностей и фаций осадочного чехла, очертания седиментационных бассейнов, особенно в зонах дробления, что должно быть учтено при общей оценке перспектив нефтегазоносности континентальной окраины Восточной Африки. Многие из намеченных поднятий (всего более 50), вероятно, генетически связаны с упомянутыми выше нарушениями.

4. В пределах континентальной окраины Юго-Восточной Африки большое влияние на формирование современного структурного плана оказывают разломы трех основных простираний северо-северо-восточного, северо-северо-западного и меридионального. Они определяют мозаичную складчато-сбросовую структуру осадочного чехла как в пределах суши, так и на акватории. В пределах побережья и шельфа в рельефе прослеживается выход ветки Ньяса — Шире Восточно-Африканской рифтовой системы (грабены Урама и Мабут-Фунхалорский).

5. Континентальная окраина Южной Африки имеет сбросовое происхождение. Морфологическим выражением регионального сброса является зона разломов Агульяс, протянувшаяся с северо-востока на юго-запад более чем на 1200 км и отчетливо прослеживаемая в рельефе морского дна. Зона разломов Агульяс совпадает с зоной перехода от коры континентального типа к коре океанического типа. Особое место в рассматриваемом регионе занимает подводный Мозамбикский хребет — «обломок континента» с утоненной корой субконтинентального типа.

6. Шельф и континентальный склон о-ва Мадагаскар имеют складчато-блоковую структуру осадочного чехла. Современный структурный план этого региона определяет разломы в основном двух направлений — мозамбикского (СЗ 340°) и мадагаскарского (СВ 20°). Особое значение приобретает Мозамбикская зона разломов — наиболее крупная региональная зона нарушений — своеобразная «остаточная граница раздела» о-ва Мадагаскар и континента. Своеобразное положение занимает подводный Мадагаскарский хребет — продолжение о-ва Мадагаскар.

7. Большинство выявленных новейших локальных поднятий контролируется нарушениями трех основных простираний — северо-восточного, северо-западного и меридионального.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ большого количества фактического материала позволил разработать принципы структурно-геоморфологического районирования континентальных окраин в зависимости от геологического строения, характера новейшего развития и физико-географических обстановок. Было рассмотрено и происхождение рельефа континентальных окраин в зависимости от основных рельефообразующих процессов и геолого-структурных условий. При выделении геоморфологических критериев поисков нефтяных и газовых месторождений на шельфах и континентальных склонах проанализированы особенности отражения в донном рельефе складчатых и блоковых структур, соляно-купольной тектоники и грязевого вулканизма, а также типы проявления разрывных нарушений разного порядка. Было показано, что в пределах континентальных окраин благоприятные для поисков нефти и газа антикилинальные структуры в разновозрастных продуктивных отложениях независимы от общей тектонической обстановки. Эти структуры, как правило, унаследованно развиваются в неоген-четвертичное время, отражаясь в рельефе дна, а также в мощностях, фациях и литологическом составе новейших отложений. Выявленные геолого-геофизическими методами локальные структуры различных типов в большинстве случаев имеют прямое выражение в рельефе дна или отражаются в косвенных признаках. Четкие и контрастные формы в

донном рельефе образуют соляные структуры и крупные разрывные нарушения.

Анализ характера соотношения различных структурных форм и рельефа дна позволил разработать комплексную методику структурно-геоморфологических исследований континентальных окраин при поисках полезных ископаемых и в особенности нефти и газа.

Континентальные окраины являются областями максимального осадконакопления, и поэтому в книге рассмотрены закономерности формирования и строения крупных аккумулятивных форм, которые могут являться критериями для палеогеографических реконструкций при поисках ловушек нефти и газа неструктурного типа. Особое внимание было уделено речным дельтам и глубоководным конусам, для которых впервые дана схема фациальной дифференциации слагающих их отложений. Специально рассмотрены основные эрозионные формы рельефа континентальных окраин и их структурно-геоморфологическая интерпретация.

Теоретические разработки подтверждаются примерами структурно-геоморфологического анализа отдельных районов континентальной окраины Индийского океана.

Таким образом, опыт проведенных исследований показывает высокую эффективность и экономичность применения комплексного структурно-геоморфологического анализа при изучении континентальных окраин. В связи с этим дальнейшее развитие структурно-геоморфологических исследований морского дна приобретает весьма высокое значение.

1. Белоусов В. В. Геотектоника. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1976. 333 с.
2. Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., Недра, 1981. 431 с.
3. Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., Наука, 1976. 246 с.
4. Геология континентальных окраин. М., Мир, т. 1—3, 1978, 1979.
5. Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1975. 253 с.
6. Ермаков Б. В. Пассивные континентальные окраины. — Итоги науки и техн. ВИНТИ общ. геол., 1980, № 9, 118 с.
7. Журавлева И. Т., Мягова Е. И. О классификации современных и ископаемых органогенных построек. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. № 431, 1979, с. 117—128.
8. Калинин Н. А., Кондакова Л. П., Калинин С. Н. Новые направления геологоразведочных работ на нефть и газ в странах Южной Азии. Обзор ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М., 1980. 51 с.
9. Каплин П. А. Проблема происхождения шельфа. — Геоморфология, 1977, № 1, с. 38—49.
10. Колеман Ж., Райт Л. Современные речные дельты: изменчивость процессов и песчаные тела — В кн.: Дельты — модели для изучения. М., Недра, 1979. 323 с.
11. Конюхов А. И. Зоны перехода от континента к океану в областях развития молодой континентальной и океанической коры. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 6, с. 24—37.
12. Конюхов А. И. Типы материковых окраин и зон перехода от континентов к океану. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 3, с. 5—18.
13. Кузнецов В. Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М., Недра, 1978. 304 с.
14. Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л., Недра, 1978. 247 с.
15. Лебедев Л. И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М., Наука, 1978. 110 с.
16. Леонтьев О. К. Дно океана. М., Мысль, 1968. 320 с.
17. Макарова Т. А. Роль узлов разветвления водотоков дельт в развитии русловой сети устьевой области реки. — Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 129. М., 1976, с. 142—159.
18. Милашин А. П., Панаев В. А. Основные закономерности в строении земной коры океанов. — В кн.: Совр. пробл. геологии морей и океанов. М., Наука, 1980, с. 19—32.
19. Михайлов В. Н. Динамика потока и русла в неприливных устьях рек. — Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 102, 1971. 260 с.
20. Мишина А. В., Зорина Ю. Г. Структурная эволюция земной коры пере-

ходных зон Юго-Восточной Азии и Восточной Австралии. — Итоги науки и техн. ВИНТИ общ. геол. М., вып. 13, 1981. 84 с.

21. Николаев Н. И. Основные проблемы геологии шельфа. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., Наука, 1975, с. 5—13.

22. Океанология. Геофизика океана. Геология океана. М., Наука, 1979. 470 с.

23. Основы методики структурно-геоморфологических исследований при нефтепоисковых работах. — Труды ВНИГНИ, вып. 198, М., Недра, 1978. 261 с.

24. Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.

25. Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники океанов. — В кн.: Тектоника в исслед. геол. ин-та АН СССР. М., Наука, 1980, с. 123—175.

26. Самойлов И. В. Устья рек. М., Гидрометеониздат, 1952. 452 с.

27. Скриптунов Н. А. Основные закономерности гидрологического режима неприливных устьевых взморьев. — Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 142, 1978, с. 25—33.

28. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972. 394 с.

29. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 509 с.

30. Шепард Ф. П. Морская геология. Л., Недра, 1976. 488 с.

31. Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks. 1980, Prentice — hall Inc., New Jersey, 782 p.

32. Cole M. R. Eocene paleo-currents and sedimentation. San Nicolas Island, California. AAPG Bull., v. 61, N 2, 1977, p. 237—247.

33. Coleman J. M., Gagliano S. M. Sedimentary structures, Mississippi river deltaic plain. Soc. Econ. Paleontol. and miner., 1965, N 12, pp. 133—148.

34. Conolly J. R. Submarine canyons of the continental margin, east Bass strait (Australia). Marine geol., N 6, 1968, pp. 449—461.

35. Emery K. O. Continental margins — classification and petroleum prospects. — AAPG Bull., 1980, v. 64, N 3, pp. 297—315.

36. Ford E. B. Evolution of Veatch, Washington and Norfolk submarine canyons: inferences from strata and morphology. Marine geol., v. 39, N 3/4, 1981, pp. 197—214.

37. Grippi J., Burke K. Submarine-canyon complex among cretaceous island-arc sediments western Jamaica. Bull. Geol. Soc. Am., 1980, part 1, v. 91, N 3, pp. 179—184.

38. Hubert C., Lajoie J., Leonard M. A. Deep sea sediments in the lower paleozoic quebec supergroup. Flych sedimentology in North America. (Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 7), 1970, pp. 103—125.

39. Massari S. F. High-structure coarse-textured delta systems. Tornotian, Southern Alps. Evidence of lateral deposits in delta slope channels. Mem. Soc. Geol. It. M. 18, 1978, pp. 93—124.

40. Miall A. D. Deltas. — In: „Facies models“. Geoscience Canada. Reprint series 1, 1979, pp. 43—57.

41. Mutti E. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Necho group (Southcentral Pyrenees, Spain). Sedimentology, 1977, v. 24, pp. 107—131.

42. Nardin T. R., Hein D. S., Gorsline F. S., Edwards B. D. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. SEPM Special Publication, N 27, 1979, pp. 61—73.

43. *Nelson C. H., Nilsen T. H.* Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans, Modern and ancient geosynclinal sedimentation (DEPM Spec. Publ. 19), 1974, pp. 69—91.

44. *Scruton P. C.* Delta building and the deltaic sequence, in: Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico. AAPG Bull., 1960, pp. 82—102.

45. *Sedimentation* in submarine canyons, fans and trenches, Dowdwn, Hutchinson and Ross, Inc., 1978.

46. *Sheridan R. E., Houtz R. E., Drake C. R., Ewing M.* Structure of continental margin off Sierra Leone, West Africa. *J. Geoph. Res.*, 1969, 74, N 10, pp. 2512—2530a.

47. *Tanaka K., Teraoka Y.* Stratigraphy and sedimentation of the upper cretaceous himenaura group in Koshiki Kima, southwest Kyushu, Japan. *Geol. Surv. Jap. Bull.*, 24, 1973. pp. 157—169.

48. *Walker R. G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. As. Petr. Geol.*, v. 62, N 6, 1978, pp. 932—967.

49. *Wescott W. A., Ethridge F. G.* Fan-delta sedimentology and tectonic setting—Yallahs Fan Delta. Southeast Jamaica. AAPG Bull., v. 64, N 3, 1980, pp. 374—399a.

50. *Wright L. D.* Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, 88, N 6, pp. 857—868.

Предисловие	3
Глава I. Общие представления о геологическом строении и развитии континентальных окраин	5
Пассивные континентальные окраины	10
Активные континентальные окраины	25
Глава II. Основные закономерности формирования рельефа и геоморфологическая выраженность тектонических структур	29
Шельф	29
Континентальный склон и подножие	44
Типы проявления разрывных нарушений в рельефе	50
Глава III. Методика структурно-геоморфологического анализа	58
Основные технические средства подводных исследований	58
Картографические методы	62
Геоморфологические методы	65
Геологические методы	70
Геофизические методы	71
Радиометрические методы	74
Геодезические методы	74
Историко-археологические методы	74
Комплексная интерпретация структурно-геоморфологических и геолого-геофизических данных	79
Глава IV. Главнейшие аккумулятивные формы рельефа и методы их изучения при поисках полезных ископаемых	82
Дельты	82
Основные рельефообразующие процессы и обстановки осадконакопления на приустьевом участке реки	85
Рельфообразующие факторы и обстановки осадконакопления наземных дельт	86
Основные рельефообразующие процессы и обстановки осадконакопления предустьевое взморья (авандельты)	101
Типы дельт по преобладающим процессам	114
Фациальный анализ древних дельт в целях выявления неструктурных ловушек нефти и газа	124
Глубоководные конусы	128
Верхняя часть конуса	130
Средняя часть конуса	136
Нижняя часть конуса	139
Фациальный анализ палеоконусов и его значение для выявления неструктурных ловушек нефти и газа	143
Рифы	151
Бары	164
Глава V. Крупные эрозионные формы рельефа и их структурно-геоморфологическое значение	167
Затопленные речные долины	167
Подводные каньоны	171
Палеоканьоны	181
Глава VI. Структурно-геоморфологический анализ континентальных окраин различных типов	187
Заключение	208
Список литературы	210

Андрей Алексеевич Чистяков, Юрий Яковлевич Кузнецов,
Вадим Васильевич Шолохов и др.

СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Редактор издательства А. П. Хуповка
Переплет художника Ю. Г. Асафова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. С. Гришанова
Корректор А. А. Передерникова
ИБ 4798

Сдано в набор 22.12.82. Подписано в печать 31.03.83. Т-08410. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 13,5.
Усл. кр.-отг. 13,75. Уч.-изд. л. 15,35. Тираж 1500 экз. Заказ 609/8811—1. Цена 2 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ
НОВЫЕ КНИГИ

ГОРАИ М.
**Эволюция
расширяющейся
Земли**

Пер. с япон.
1984.— 12 л.—
Пер. изд.: Япония,
1979.— 1 р. 80 к.

На основе современных космогонических и планетологических теорий, а также новейшего материала о строении Луны, Марса и других планет Солнечной системы рассматриваются вопросы возникновения Земли и основные этапы ее формирования. Развитие континентов и океанов излагается с позиции гипотезы расширяющейся Земли с учетом последних геологических и геофизических данных. Специальный раздел посвящен критике теории тектоники плит и обоснованию механизма и причин расширения Земли.

Для геологов, геофизиков и планетологов. Может быть полезна студентам геологических специальностей вузов.

ОЛЛИ К.
**Тектоника
и формы рельефа**

Пер. с англ.
1984.— 30 л.— Пер. изд.:
Великобритания, 1981.
4 р. 90 к.

На основе новейших представлений о характере и причинах тектонических процессов освещаются важнейшие особенности эндогенного геоморфогенеза. Рассмотрены основные черты строения, развития и происхождения тектонических структур различных таксономических рангов (от океанов и континентов до складок и разломов), излагаются особенности их морфологического выражения. Использован объемный генетический подход к решению проблемы, при котором формирование рельефа земной поверхности рассматривается в качестве одного из многочисленных следствий сложных процессов, протекающих в глубинах Земли.

Для геологов, геоморфологов и географов; может быть полезна студентам вузов.

РУДИЧ Е. М.
**Расширяющиеся океаны:
факты и гипотезы.**
1984.— 19 л.— 3 р. 10 к.

На основании анализа данных глубоководного бурения в Тихом океане и его окраинных морях устанавливаются общие закономерности пространственного распределения осадочного материала различного возраста. Прослежено изменение условий осадконакопления на протяжении последних 160 млн. лет. Отмечены черты существенного сходства в развитии Тихого, Атлантического и Индийского океанов во второй половине мезозоя и в кайнозое. Приведены оригинальные расчеты, показывающие изменение объема впадины Мирового океана от позднюрской эпохи до четвертичного периода.

Для геологов, геофизиков, океанологов и географов.

ФРОЛОВ В. Т.
**Генетическая типизация
морских отложений.**
1984.— 17 л.— 2 р. 90 к.

Освещаются принципы генетической типизации морских образований по геологическим процессам, определяющим различные динамические, вулканические, органогенные или химические способы осадконакопления. Приводится апробированная классификация генетических типов морских отложений, выявляются их диагностические признаки, позволяющие устанавливать соответствующие типы в древних толщах. Рассматриваются современные отложения и геосинклинальные и платформенные образования Кавказа, Крыма, Урала, островных дуг востока СССР, Восточно-Европейской и Австралийской платформы, Новой Гвинеи. Предлагается комплексная методика палеогеографических, литогенетических и формационных исследований, даются рекомендации по применению методики генетического анализа.

Для геологов различных специальностей. Может быть полезна студентам геологических специальностей вузов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2р40к

4267

103

НЕДРА