

УДК 551.462.32

П. А. КАПЛИН

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ШЕЛЬФА

В литературе распространено мнение, что шельф и его структуры являются простым продолжением материковых структур. Однако новейшие данные показывают, что фундамент шельфа часто преобразован под влиянием мощных процессов, связанных с развитием океанических впадин. Современный рельеф и осадки шельфа отражают влияние процессов, происходящих как на суше, так и в океане. Все это придает шельфу специфические черты самостоятельной морфоструктуры переходного типа.

В наши дни изучение шельфа ведется с большой интенсивностью, и поэтому проблема его происхождения привлекает внимание широких кругов геоморфологов.

К сожалению, можно констатировать, что до сих пор не существует удовлетворительного генетического определения шельфа, так же как генетической классификации различных его типов. Не вызывает разногласий исследователей лишь определение шельфа, которое не содержит указания на его генезис. Приведем это определение, выработанное в 1953 г. специальной международной комиссией: «зона вокруг континентов, простирающаяся от линии малой воды до глубин, на которых становится заметным увеличение наклона дна в сторону возрастающих глубин» (Домини, 1964). Многие исследователи склонны считать, что шельф — это лишь затопленная окраина материков, и тектонически, и геоморфологически представляющая собой непосредственное продолжение суши. При таком понимании шельфы не могут быть названы самостоятельной единой морфоструктурой, а должны рассматриваться как мозаика отдельных структур, соотносящихся не столько между собой, сколько с однотипными образованиями суши. Собственно так шельф и представлен в типологической классификации, предложенной Г. С. Ганешиным, В. В. Соловьевым и Ю. Ф. Чемяковым (1975). Авторы, хотя и выделяют шельф как геоструктуру первого порядка, сосредоточивают внимание на геологических и геоморфологических различиях и геоструктурной неоднородности, обусловленных гетерогенностью строения земной коры в латеральном и глубинном направлениях. В зависимости от тектонического режима той или иной территории в классификации различаются ортошельфы, парашельфы и гемишельфы. Первые развиваются в пределах платформенных областей и срединных массивов на коре континентального типа, вторые — в пределах складчатых областей также на континентальной коре, третьи — в пределах геосинклиналей и около океанических островов на коре континентального, океанического и промежуточного типа. Таксоны более низкого порядка также выделяются по различиям континентальных структур. Эта классификация оставляет совершенно неясной причину выделения шельфа в структуру высшего порядка.

Следует заметить, что во время дискуссии на совещании по географии и геоморфологии шельфа во Владивостоке один из авторов класси-

фикации, Г. С. Ганешин, определенно высказался против выделения шельфа в самостоятельную морфоструктуру (Каплин и Тимофеев, 1976). По существу не признают шельф как самостоятельную структуру О. К. Леонтьев и Д. Е. Гершанович, которые дают ему следующее определение: «это относительно выровненная и чаще всего относительно мелководная часть морского дна, прилегающая к морскому краю материка или острова и характеризующаяся общностью геологической структуры с примыкающей к ней сушей» (Леонтьев и Гершанович, 1975, стр. 17).

Вообще мнение о том, что шельф является лишь затопленной частью материков, сейчас очень распространено. Между тем существуют иные взгляды на шельфы. Н. И. Николаев пишет, что «геологические структуры континентов переходят на шельф, претерпевают изменения геофизического строения и обрываются, не достигая дна океанов» (Николаев, 1975, стр. 9). В. Б. Ляцкий считает: «Теофидные (шельфовые) зоны представляют собой целостные однородные геологические системы и как таковые характеризуются едиными закономерностями геологического строения и истории геологического развития» (Ляцкий, 1974, стр. 48). Наконец, по мнению А. А. Аксенова и Е. Н. Невесского, «...шельф и склон составляют краевую зону континентальной коры. ...Краевая зона, по-видимому, испытывает медленное перерождение и постепенно переходит в кору океанического типа» (Аксенов, Невесский, 1975, стр. 19). Любопытно заметить, что это определение опубликовано в сборнике «Проблемы геологии шельфа» буквально на одном развороте страниц с заявлением О. К. Леонтьева и Д. Е. Гершановича: «По-видимому, мнение, согласно которому современные шельфы представляют собой области перерождения земной коры, нельзя назвать иначе, как досадным заблуждением» (Леонтьев и Гершанович, 1975, стр. 18).

Приведенные цитаты показывают большое несоответствие взглядов на происхождение шельфов, что порождено недостаточностью наших знаний, во-первых, и самим промежуточным положением шельфов между континентами и океаном, во-вторых.

Конечно, трудно оспаривать мнение, что на некоторых шельфах встречаются продолжения континентальных структур или отдельные типично континентальные структуры. Но, с другой стороны, имеются и доказательства того, что в прибрежных частях шельфа обрываются структуры континента, когда береговая зона как бы срезает структуры суши (Центральная и Южная Америка). Срезание береговой линии разновозрастных структур материка отмечает для Приморья И. И. Берсенева (1973). Образование шельфа Японского моря этот автор связывает с интенсивными тектоническими движениями структур региона в меловое время. Здесь, на месте впадины Японского моря, по И. И. Берсенева, образовалась рифтовая долина. На ее юго-западном продолжении сформировались разломы, превратившиеся в систему раздвигов. На материке происходили сжатия земной коры, складкообразование, а в области рифта — растяжение, опускания отдельных блоков, раздвигание впадины Японского моря. По сбросам, обрамлявшим впадину, часть шельфа была опущена. Погруженные шельфы Японского моря, по данным И. И. Берсенева, встречаются у берегов Сихотэ-Алиня и Сахалина, находятся на глубинах 600—700 м, имеют ширину 15—20 км и длину до 100 км. Р. Г. Кулинич и др. (1974) полагают, что современный план зал. Петра Великого является резко дискордантным по отношению к материковым структурам Приморья (стр. 134). Для фундамента шельфа зал. Петра Великого характерно резкое увеличение мощности «базальтового» слоя (16—25 км). На внешней части шельфа прослеживается прогиб этого слоя (рис. 1). В нижней половине материкового склона кровля «базальтового» слоя резко поднимается. Этот подъем в плане имеет вид узкого вала, совпадающего с подобной, но гораздо менее выраженной формой поверхности Мохоровичича. На долю «гранитного» слоя и осадочных

отложений (наиболее древние из них по возрасту не старше меловых) приходится незначительная часть коры Южно-Приморского шельфа (Кулинич и др., 1974).

Глубинные сейсмические зондирования, проведенные в пределах шельфа северной части Японского моря и прилегающей к нему части Татарского пролива, говорят об очень сложном строении земной коры в этом районе. Граница Мохоровичича в центральной части Татарского пролива занимает довольно высокое гипсометрическое положение, и мощность земной коры здесь снижена. Район отличается повышенным тепловым потоком, мелкофокусной сейсмичностью, интенсивными магнитными аномалиями. Перечисленные признаки позволяют А. Г. Гай-

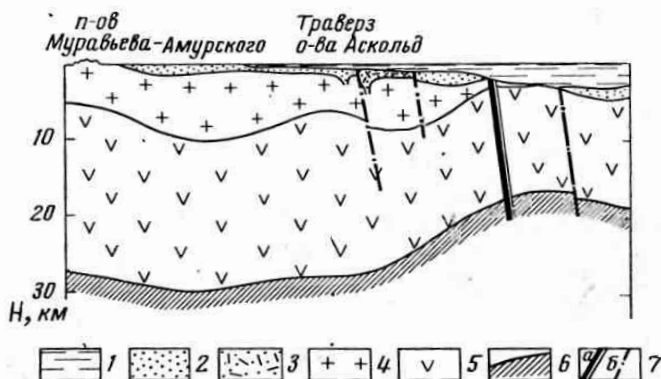


Рис. 1. Разрез земной коры зал. Петра Великого, по Р. Г. Кулинич и др. (1974)

1 — вода, 2 — осадочный слой, 3 — осадочно-вулканогенные образования, 4 — «гранитный» слой, 5 — «базальтовый» слой, 6 — граница Мохоровичича, 7 — тектонические разломы (а — Южно-Приморский континентальный шов, б — прочие разломы).

нанову (Тихий океан, Геофизика дна, 1974) предположить по аналогии с Байкальской и Восточно-Африканской рифтовыми зонами, что здесь проявляется активный рифтогенез.

Общепринято, что значительная часть дна Охотского моря представляет собой шельф, опущенный до глубины 1000—2000 м (Удинцев, 1972; Леонтьев, 1974). И. К. Туезов (1975) считает, что даже Южно-Охотская глубоководная впадина возникла в результате опускания в миоцене платформенной структуры материкового типа и преобразования ее коры из континентальной в современную субокеаническую (рис. 2). По мнению этого же автора, процессы океанизации земной коры происходят в плиоцен-плейстоценовое время в пределах шельфа центральной и северной частей Охотского моря, что подтверждается данными об относительно малых мощностях здесь земной коры и «гранитного» слоя, а также о высоких значениях теплового потока. В качестве признака океанизации земной коры отмечается поднятие в этих районах поверхности «базальтового» слоя (Гальперин, Косминская, 1964).

Обратимся теперь к шельфам, примыкающим к континентальным структурам совершенно иного типа, не геосинклинального, а платформенного. Шельф Атлантического побережья США, по-видимому, наиболее изученный в геологическом отношении шельфовый район. Он отличается спокойным рельефом, значительной шириной. Кора континентального типа прослеживается здесь по всему шельфу и материковому склону. По ряду геофизических данных (резкое увеличение значения силы тяжести, проявление магнитных аномалий и т. п.), граница между континентальным и океаническим типами земной коры проходит в обла-

сти материкового подножия примерно по изобате 2000 м (Rabinowitz, 1974). Мантия залегает под шельфом на глубине 30—35 км, под материковым склоном — на глубине 20 км, под материковым подножием на 12—15 км.

Осадочная толща шельфа состоит из разнообразных пород (возраст от юры до плейстоцена), ее мощность 8—12 км (Sheridan, 1974). Строе-ние осадочной толщи и фундамента шельфа в этом районе показано на рис. 3. В северных районах, на шельфе Лабрадора (рис. 3, а) юрские породы представлены береговыми конгломератами, южнее — соленосны-ми осадками, погруженными на 6 км. В районе Грэнд Бенкс эти соле-

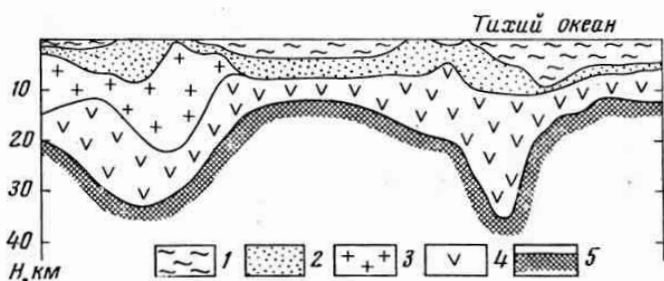


Рис. 2. Разрез земной коры Охотского моря по И. К. Туезову (1975)

1 — вода, 2 — осадочный слой, 3 — «гранитный» слой, 4 — «базальто-вый» слой, 5 — граница Мохоровичича

носные осадки располагаются в узких грабеноподобных ложбинах (рис. 3, в). На шельфе Новой Скотии и Нью-Джерси (рис. 3, д) юрой датируются залегающие на фундаменте карбонаты, эвапориты и терри-генные осадки. В районе Багамских островов в основании кайнозойской толщи карбонатов обнаружены юрские соленосные купола, приурочен-ные к зонам разрыва (Meyerhoff and Hatten, 1974). В южных частях Атлантического побережья США, начиная с юры, на внешнем крае шель-фа отмечается образование и рост барьерного рифа, ныне погребенного голоценовыми осадками (рис. 3, д, е).

Поверх юрских и нижнемеловых отложений, содержащих мелковод-ную фауну и водоросли, залегают более глубоководные осадки верхнего мела, палеогена и неогена, представленные песками и сланцами (Нее-zen, 1974). Они вскрыты при бурении на шельфе и при драгировании на материковом склоне. Вся толща меловых и третичных осадков имеет типично трансгрессивное строение, когда мелководные фации вверх по разрезу переходят в глубоководные. Это говорит об устойчивом погру-жении шельфа северо-западной Атлантики на 6—10 км за кайнозой. Опускание отдельных блоков шельфа произошло по сложной системе разрывов, которые пересекают его фундамент параллельно береговой линии (рис. 3, а—е). Эти разрывы рифтового типа заложились в юрское время и расчленили шельф на отдельные бассейны, где аккумулярова-лась мощная толща мелководных осадков. Характер расчленения и преобразования фундамента шельфа северо-западной Атлантики хорошо показан Р. Шериданом (Sheridan, 1974), использовавшим материалы исследований многих геологов и геофизиков, на серии схем, составлен-ных по геофизическим данным, материалам бурения на шельфе и дра-гирования на материковом склоне (рис. 3, а—е). Этот исследователь, как, впрочем, и другие американские геологи (например, Mayhew, 1974), считает, что в юрское время на месте современной окраины континента развивалась рифтовая долина, подобная рифту современного Красного моря. С процессами образования рифтовой зоны связано возникновение юрских соленосных пород.

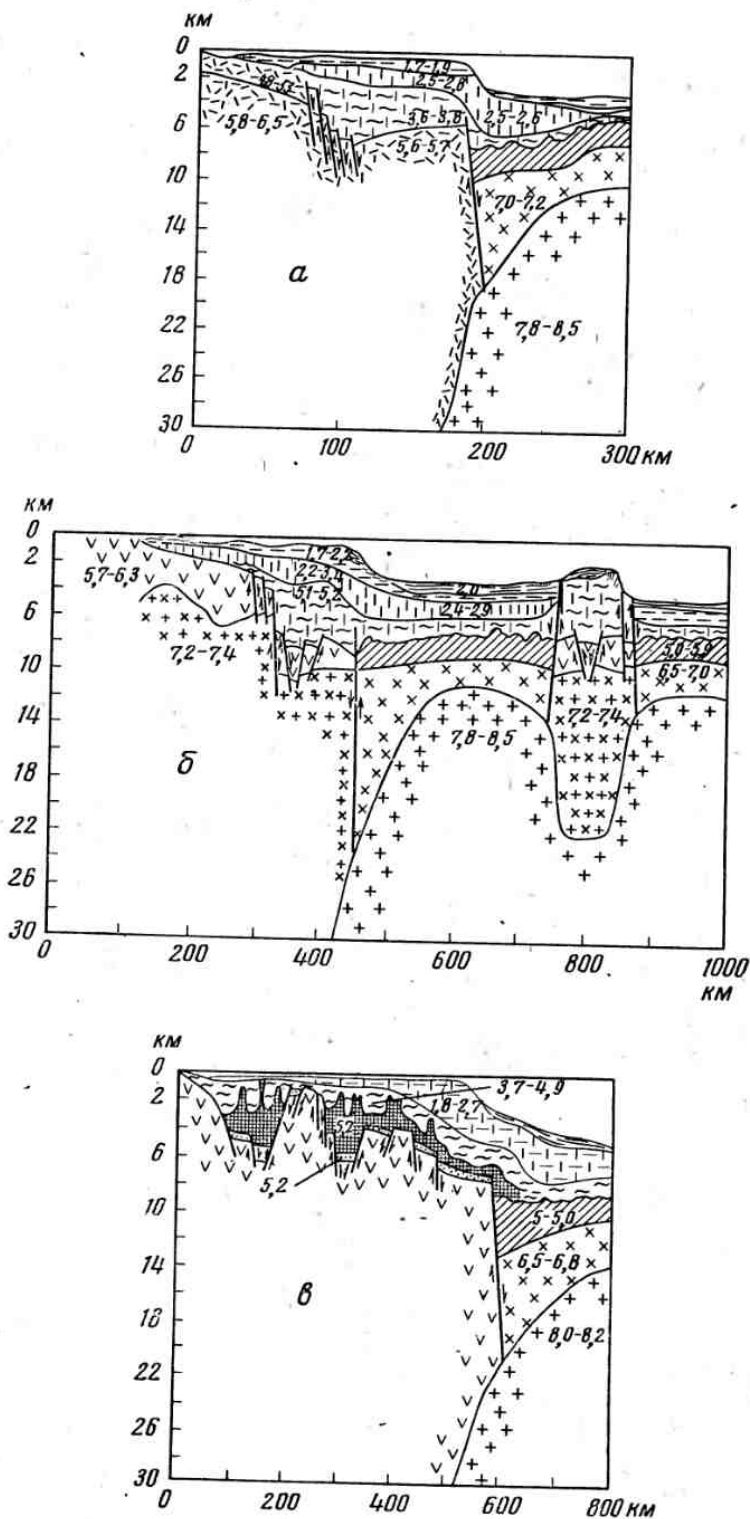
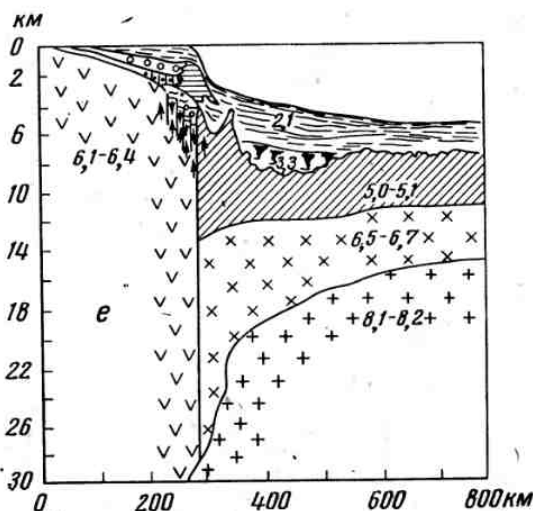
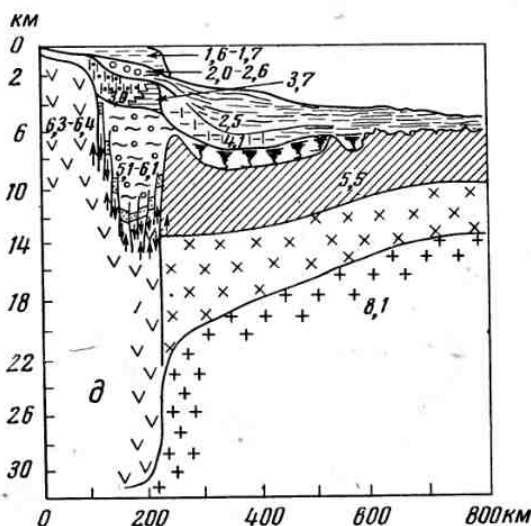
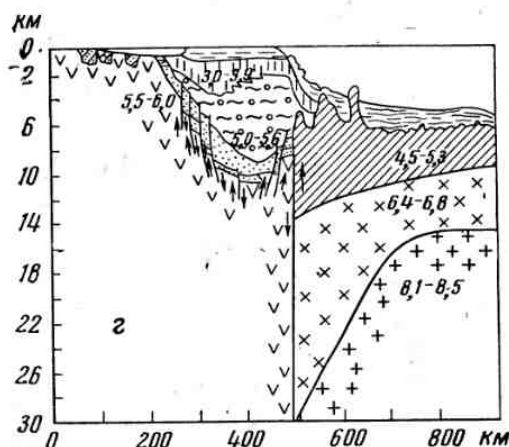


Рис. 3. Разрез земной коры окраины Северо-Западной Атлантики по Sheridan (1974) в районах: а) Лабрадора, б) Ньюфаундленда, в) Грэнд Бенкс, г) Банки Джорджия, д) Нью-Джерси, е) мыса Гаттерас

1 — породы мантии; 2 — океаническая кора («базальтовый» слой); 3 — океанический переходный слой; 4 — породы докембрийского щита; 5 — раннепалеозойская протолатлантическая офиолитовая кора; 6 — докарбоновые изверженные и метаморфические породы; 7 — породы триаса; 8 — юрские соленосные отложения; 9 — юрские



- | | |
|--|----|
| | 1 |
| | 2 |
| | 3 |
| | 4 |
| | 5 |
| | 6 |
| | 7 |
| | 8 |
| | 9 |
| | 10 |
| | 11 |
| | 12 |
| | 13 |
| | 14 |
| | 15 |
| | 16 |
| | 17 |
| | 18 |
| | 19 |
| | 20 |
| | 21 |

карбонатные и терригенные отложения; 10 — юрские эвапориты, карбонаты и терригенные отложения; 11 — юрские известняки; 12 — меловые и юрские карбонаты и терригенные отложения; 13 — меловые отложения, нерасчлененные; 14 — нижнемеловые отложения; 15 — верхнемеловые отложения; 16 — палеогеновые, неогеновые и меловые отложения; 17 — кайнозойские отложения; 18 — пелагические и гемипелагические осадки от мела до голоцена; 19 — древний барьерный риф; 20 — разрывные нарушения и направления движения геоблоков; 21 — скорости распространения сейсмических волн

Таким образом, строение шельфа окраинных морей северо-западной части Тихого океана и Атлантического побережья США показывает, что в развитии этих двух столь разных областей, которые обычно относят к разным типам окраинных зон океанов (к атлантическому и тихоокеанскому), много общих черт.

Фундамент шельфа в обоих случаях деформирован разрывными нарушениями, разбит на блоки, осложнен внедрением интрузий. Поверхность фундамента образует вогнутость, соответствующую средней и внешней частям шельфа. Причиной возникновения вогнутости фундамента шельфа служат поднятие «базальтового» слоя в краевых зонах (зал. Петра Великого, рис. 1), внедрение интрузивных тел (шельф района Ньюфаундленда, рис. 3, б), грабеноподобные опускания в средней части фундамента (шельф района Лабрадора и Банки Джорджия, рис. 3, а, г), развитие мощных барьерных коралловых рифов (шельф района Нью-Джерси и Флориды, рис. 3, д, е). В Бискайском заливе фундамент шельфа испытал общее чашеобразное прогибание, прогиб заполнен осадками юрского и более молодого возраста (Montadert et al., 1974).

Во всех рассмотренных районах на фундаменте шельфа залегают разнообразные осадочные породы юры, мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Отчасти они деформированы и почти всегда опущены. Опускание шельфовых зон в мезозое — кайнозое отмечается для многих районов. В Восточной Африке, где по проекту глубоководного бурения ДЖОИДЕС пробурено несколько скважин и обнаружены толщи отложений от юры до неогена; опускание произошло, по данным П. Кента (Kent, 1974), в меловое время по сбросу, разделившему погружающийся шельф и поднимающееся побережье. Справедливости ради, следует отметить, что имеются сведения о региональных поднятиях участков шельфа. Такое поднятие отмечено к северу от Калифорнии, где, по данным глубоководного бурения, отложения среднего миоцена на краю шельфа подняты на 1 км (Kulm and Fowler, 1974). Во всяком случае многочисленные данные показывают, что в мезозое — кайнозое в шельфовых районах происходили мощные преобразования континентальных структур, иногда, по мнению некоторых исследователей, перерождение континентальной коры в океаническую, проявление разнообразных тектонических движений, часто в виде сети разрывов и рифтов; край шельфа интенсивно погружался, и только в немногих районах произошло его поднятие. Эти процессы преобразования окраин материков, по всей видимости, были связаны с формированием в мезозое — кайнозое океанических впадин.

В настоящей статье не имеет смысла обсуждать, в результате каких процессов происходило образование океанических впадин и преобразование окраинных зон континентов. Возможно, происходило «обрушение» материковых блоков, как это предполагается по гипотезе «океанизации», или интенсивное углубление в это время океанических впадин, о чем пишет О. К. Леонтьев (1968). В обоих случаях на краях материков возникали тектонические напряжения и фундамент шельфа дробился разломами, испытывал интенсивное погружение. С точки зрения теории дрейфа литосферных плит в областях атлантического типа побережий или пассивных окраинных зонах тектонические нарушения и опускания объясняются расколом плит с образованием сбросов или континентальных флексур. С расколами и прогибанием земной коры, согласно этой теории, связаны образования соляных структур, формирование значительных по мощности толщ терригенных и карбонатных осадков. Шельфы тихоокеанского типа или активные окраинные зоны служат границей между плитами, которые либо сходятся, либо поддвигаются одна под другую, что также вызывает деформации и разрушения коры. Эти процессы сопровождаются сбросами-сдвигами, надвигами, а следовательно, опусканием и поднятием участков шельфа. В частности, поднятие шель-

фа к северу от Калифорнии Л. Калм и Г. Фовлер (Kulm and Fowler, 1974) объясняют поддвигом океанической плиты под материковую.

Так или иначе можно предположить, что в результате активных тектонических процессов, происходивших в океанических впадинах в мезозой — кайнозойское (особенно на границе этих эр) время, на окраинах материков возникали напряжения, вызванные разнонаправленными — вертикальными или горизонтальными — движениями дна и суши. Края континентов претерпели серьезные изменения, и здесь сформировался современный шельф — своеобразная морфоструктура переходного (промежуточного) типа.

По-видимому, шельф в большинстве районов можно представить как крыло гигантской флексуры, осложненной разрывами, разделяющей материки и океанское дно. Понятие о континентальной флексуре, развитое Ж. Буркармом (1953), представляется весьма плодотворным для анализа тектонических процессов, происходящих на окраине материков (Буданов и др., 1960; Каплин, 1973; Николаев, 1975; Кулаков, 1975). Континентальная флексура, испытывая влияние тектонических движений разного знака, отчасти вовлекается в поднятие, происходящее на континентах, отчасти прогибается вместе с дном океанических впадин. При этом в большинстве случаев возникают сбросы, сдвиги, надвиги и другие тектонические нарушения.

Видимо, в зависимости от того, насколько близко эти разрывы или ось флексуры смещены к береговой линии, на шельфе преобладают положительные или отрицательные движения. На длительно поднимающихся побережьях (восточное побережье Африки, тихоокеанское побережье Южной Америки и др.) внутренние части шельфа были втянуты в поднятие и осушены. В настоящее время — это побережья с «лестницами» четвертичных поднятых террас. В других случаях вместе с шельфом в погружение океанических впадин вовлекаются участки суши. Можно предположить, что преобладание на шельфе структур континентального или переходного типа также зависит от того, в какой зоне проходит ось разнонаправленных тектонических движений и насколько значительны напряжения, приводящие к расколу крыла флексуры.

Однако особенности шельфа как морфоструктуры не только в его своеобразной тектонической природе. Процессы кайнозойского и особенно плейстоценового и современного седиментогенеза привели к созданию здесь толщ осадков, литологически отличающихся от всех иных типов отложений. Древние доплейстоценовые отложения, как уже отмечалось, представляют собой трансгрессивные толщи терригенных и карбонатных отложений мелководных фаций, опущенных на значительные глубины. Рельеф и молодые плейстоценовые осадки шельфа сформированы в ходе неоднократных трансгрессий и регрессий океана эвстатического характера.

В настоящее время достоверно известно, что в плейстоцене океан несколько раз затоплял верхнюю часть шельфа, что было связано с неоднократным образованием материковых ледников и последующим их таянием. Амплитуда плейстоценовых эвстатических колебаний уровня Мирового океана — от +10 до —100 м по отношению к современному нулю глубин (Суетова, 1974), трансгрессий в плейстоцене было по крайней мере четыре, что соответствует четырем главным межледниковьям. Возможно, трансгрессий и соответственно регрессий было значительно больше, и кривая изменений уровня океана имеет достаточно сложный характер (Каплин и Невеский, 1976; Каплин, 1976). В период оледенений, когда верхняя часть шельфа осушалась, на его поверхность выносились большие массы обломочного флювиогляциального и аллювиального материала, формировались субаэральные формы рельефа. Во время межледниковий шельф затоплялся, и здесь должна была формироваться

сложно построенная толща прибрежно-морских и морских осадков, должен был существенно перерабатываться рельеф.

К сожалению, мы очень мало знаем о плейстоценовых осадках и рельефе шельфа этого возраста. Дело в том, что неоднократно мигрирующая по верхней части шельфа во время регрессий и трансгрессий береговая зона каждый раз перерабатывала рельеф и осадки предыдущих эпох. Неудивительно поэтому, что при бурении в верхней части шельфа обнаруживаются лишь голоценовые, а не более ранние отложения. Плейстоценовые отложения по большей части вскрываются лишь в закрытых от волнений бухтах и на внешней части шельфа.

В настоящее время хорошо известна трансгрессивная толща, созданная на шельфе в период голоценовой эвстатической трансгрессии. Она включает в себя реликтовые континентальные образования, захороненные осадки лагун и береговых аккумулятивных форм, морские отложения. Разрезы шельфовой толщи подробно описаны в разных районах (Невесский, 1967; Каплин и др., 1968; Каплин, 1973; Emery, 1966; Pons and oth., 1963, и др.). Можно предположить, что при каждой из плейстоценовых трансгрессий на шельфе формировалась столь же сложная толща отложений, включающая линзы реликтовых континентальных и береговых образований. В период регрессий и последующих трансгрессий материал перерабатывался волнами и значительная часть его выбрасывалась на сушу. Подобный процесс был проанализирован применительно к последней трансгрессии на тихоокеанском побережье Южной Америки (Каплин, 1967).

Так же как и осадки, переходный (промежуточный) характер имеет и рельеф шельфа. Здесь встречаются реликтовые субаэральные формы, типично (субаквальный) морской рельеф и остаточные образования лагунно-баровых комплексов. Субаэральные и береговые формы рельефа редко полностью сохраняются на шельфе. Они в той или иной степени размываются волнами или захороняются под слоем современных морских отложений. Поэтому мы регистрируем на шельфе обычно неясные контуры речных долин, «просвечивающие» сквозь современные отложения, плохо выраженные размытые древние береговые аккумулятивные формы, моренные холмы, сложенные валунным материалом, так как мелкие фракции из них вымыты, полуразрушенные денудационные гряды и т. п. Особое место в рельефе шельфа занимают подводные террасы — следы регрессивных положений береговой линии в плейстоцене. Упоминания о террасах на глубинах до 400 м встречаются в литературе довольно часто. Суммирование этих данных по большому числу литературных источников позволило В. И. Мысливцу и Г. Д. Соловьевой (1976) дать следующие осредненные глубины подводных уровней: около 40, 60, 80, 110, 130, 160, 300—330 и 380—400 м. Однако подавляющее большинство этих уровней не датировано и не всегда доказано, что за береговые террасы не принимаются структурные ступени или слившиеся конусы выноса подводных каньонов.

Современные осадки и рельеф шельфа созданы гидрогенными (волнение, разного типа течения) и гравитационными процессами. Рельеф, созданный волнением (подводные валы, косы, гряды, гроты, ниши), распространен в верхней части шельфа. В средней и внешней частях рельефообразующее значение приобретают стоковые, компенсационные и суспензионные течения и гравитационные процессы. Необходимо заметить, что до последнего времени гравитационным перемещениям материала шельфа не придавалось большого значения (исключая суспензионные потоки). Исследования последних лет, особенно с помощью подводных лодок, показали, что на шельфе широко развиты процессы осыпания, оплывания и сползания, медленного и быстрого (типа лавин и селей), обвалы, обрушения и т. п. В результате проявления этих процессов возникают своеобразные «натеки», ложбины схода подводных лавин,

оползневые цирки, типичные стенки отрыва (Каплин и Невесский, 1976). При обвалах и быстрых оползнях часто возникают суспензионные течения прорезающие на шельфе отдельные ложбины и каньоны.

Своеобразной формой рельефа шельфа являются песчаные «волны» разного размера. Они описаны А. Страйдом (Stride, 1963) в районе Английского канала, их размеры достигают высоты 30 м и длины до 1 км (расстояния между гребнями). Выяснилось, что существует зависимость между направлениями приливных течений и расположением песчаных волн. Они расположены фронтально по отношению к направлению течений. Сами песчаные волны также перемещаются по дну в зависимости от приливных течений. Подобные песчаные «волны», или «дюны», описаны Д. Свифтом (Swift, 1974) на атлантическом шельфе США. Правда, он связывает их происхождение с дрейфовым течением, направленным вдоль побережья с севера на юг. К приливным формам рельефа относятся также ориентированные вдоль побережья и направления течений ложбины и гряды, изученные у берегов Англии Д. Донованом (Donovan, 1968).

Огромное влияние на современный седиментогенез и рельефообразование на шельфе оказывают процессы, связанные с климатической зональностью. Массовая литификация аккумулятивных образований в тропической зоне приводит к тому, что затормаживается нормальный абразионно-аккумулятивный процесс, искажается ход первоначального морфодинамического развития, усложняется рельеф шельфа. Для шельфа тропической зоны характерен своеобразный рельеф коралловых рифов. Особую специфику имеет развитие субполярных и полярных шельфов с их остаточными ледниковыми формами и осадками, развитием мерзлотных процессов. Климатическая зональность в значительной степени влияет на осадкообразование, определяя районы с упорядоченным и неупорядоченным седиментогенезом (Аксенов и Невесский, 1975; Каплин и Невесский, 1976).

Таким образом, современное осадко- и рельефообразование на шельфе отличается большим своеобразием, что позволяет и с этой точки зрения выделять его как самостоятельную систему. По мнению Д. Свифта, «шельф может быть определен как динамическая система, которая контролируется притоком осадков через береговую зону и притоком энергии через водную толщу ко дну» (Swift, 1974, стр. 117).

В целом геологическое строение и тектоническое развитие шельфа, его плейстоценовая история, современный рельеф и осадки вместе и по отдельности отражают влияние процессов, происходящих на суше и в океане. Степень воздействия океанических или субаэральных факторов меняется как в пространстве, так и во времени, в результате чего была создана своеобразная переходная морфоструктура, сочетающая в себе черты океанического и континентального типа, но все же ни своим геологическим строением, ни рельефом не похожая до конца ни на материковые, ни на океанические морфоструктуры.

Все сказанное выше позволяет дать шельфам следующее определение: окраинная зона материков, подвергшаяся тектоническим преобразованиям при формировании в мезозой — кайнозойское время океанических впадин, рельеф и осадки которой в основном созданы под влиянием плейстоцен — голоценовых трансгрессий и регрессий, а также современных процессов гидрогенной (волны, течения) и гравитационной переработки.

Мне представляется, что при разработке классификации шельфов в ее основу могут быть положены категории неоднородности, определенные Е. Н. Невесским (Каплин, Невесский, 1976).

Тектоническая неоднородность шельфов выражается в различиях строения их фундамента, неодинаковом тектоническом режиме. В планетарном масштабе это разделение шельфов на атлантический и тихооке-

анский типы или, следуя терминологии теории дрейфа литосферных плит, на пассивные и активные окраины океанов.

Далее, литогенетическая неоднородность, определяемая прежде всего климатическими особенностями окраин континентов (тропическая, гумидная, субтропическая, гумидная, умеренная гумидная, холодная гумидная, аридная, вулканогенная осадочные зоны).

Наконец, гидродинамическая неоднородность, которая вызывается различиями в режиме волнений, приливов и порождаемых ими течений (Каплин, 1973). Здесь выделяются океанские шельфы, подверженные воздействию крупной зыби, океанские шельфы — пояса постоянно действующих штормов, шельфы внутренних приливных морей, шельфы внутренних бесприливных морей, шельфы морей с ограниченной волновой деятельностью (полярные моря, закрытые льдом).

Учет этих неоднородностей позволяет достаточно ясно характеризовать те или иные типы шельфа и в конечном счете составить их классификацию.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А. А., Невеский Е. Н. Принципы и методы изучения осадочного покрова шельфа. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.
- Берсенева И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря. В сб. «Вопросы геологии дна Японского моря». Владивосток, 1973.
- Буданов В. И., Ионин А. С., Каплин П. А., П. А., Медведев В. С. Современные вертикальные движения берегов морей Советского Союза. В сб. «Морская геология» (докл. сов. геол. к междунар. геол. конгр.), пробл. 10. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Буркар Л. Рельеф морей и океанов. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
- Гальперин Е. И., Косминская И. П. (отв. ред.). Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Геоструктурная классификация и районирование шельфов. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.
- Домиани Л. Номенклатура форм подводного рельефа океанов. В сб. «Рельеф и геология дна океанов». М., «Прогресс», 1964.
- Каплин П. А. Берега Южной Америки. В кн. «Берега Тихого океана». М., «Наука», 1967.
- Каплин П. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Особенности строения и истории развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей. «Океанология», № 1, 1968.
- Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Каплин П. А. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определенных абсолютного возраста древних береговых линий. В сб. «Проблемы палеогеографии». М., «Наука», 1976.
- Каплин П. А., Невеский Е. Н. История развития и седиментогенез шельфовой зоны. «Океанология», № 2, 1976.
- Каплин П. А., Тимофеев Д. А. Сопоставление по географии и геоморфологии шельфа. «Геоморфология», № 1, 1976.
- Кулаков А. П. Геологическое развитие материковой окраины Охотского и Японского морей в плейстоцене. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.
- Кулинич Р. Г., Васильев Б. И., Строев П. А., Шевалдин Ю. В. Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море). В сб. «Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана». Владивосток, 1974.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.
- Леонтьев О. К. Основы физической географии Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1974.
- Леонтьев О. К., Гершанович Д. Е. Шельф. Некоторые вопросы терминологии, геоморфологии и геологической истории. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.
- Ляцкий В. Б. Теоретические основы геологического изучения и картирования шельфов. В сб. «Картирование шельфов». Л., Изд-во Геофизического о-ва СССР, 1974.
- Мысливец В. И., Соловьева Г. Д. Береговые линии Мирового океана и геохронология плейстоцена. «Вестн. МГУ. Сер. геогр.», № 1, 1976.
- Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Николаев Н. И. Основные проблемы геологии шельфа. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.
- Суетова И. А. Количественная оценка амплитуды гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий океана. В сб. «Baltica», т. 5. Вильнюс, 1974.
- Тихий океан. Геофизика дна. М., «Наука», 1974.
- Тузов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. М., «Наука», 1975.

- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Dopovan D. T. Geology of the continental shelf around Britain. «Geology of Shelf Seas», Edinburgh, 1968.
- Emery K. O. Atlantic continental shelf and slope of the United States geologic background. «U. S. Government printing office», Washington, 1966.
- Heezen B. Atlantic Type continental margins. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Kent P. E. Continental margin of East Africa — a region of vertical movements. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Kulm L. D., Fowler G. A. Oregon continental margin structure and stratigraphy. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Mayhew M. A. Geophysics of Atlantic North America. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Meyerhoff A. A., Hatten C. W. Bahama salient of North America. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Montadert L., Winnock E., Deltiel J. B., Gran G. Continental margins of Galicia — Portugal and Bay of Biscay... «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Pons L. J., Helgersma S., Wiggers A. J. and Jong J. D. Evolutions of the Northernlands coastal area during the Holocene. «Verhandelingen van Het Koninklijk Nederlands Geolog. Mijnbouwing genootschap». Geol. ser. ed., 21, 1963.
- Rabinowitz P. D. The Boundary between oceanic and continental crust in Western North Atlantic. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Sheridan R. E. Atlantic continental margin of north America. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.
- Stride A. H. Current swept sea floors near the southern half of Great Britain. «Geol. Soc., London Quart. J.», v. 119, p. 175—199, 1963.
- Swift D. Continental shelf sedimentation. «The Geology of continental margins». Ed. C. A. Burk and C. Z. Drake, 1974.

Московский государственный
университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
22.III.1976

PROBLEM OF THE SHELF ORIGIN

P. A. KAPLIN

Summary

Shelf is a marginal zone of continents which was transformed by tectonics during formation of the oceanic basins at Mesozoic—Cenozoic time; its topography and sediments were strongly influenced by marine transgressions and regressions at Pleistocene—Holocene. At present they are modelled by hydrogenic (waves and currents) and gravitational processes. Geological structure, tectonic development, Pleistocene history, present-day topography and sediments reflect processes which acted within the ocean and at land and resulted in creation of the morphostructure of transitional type.