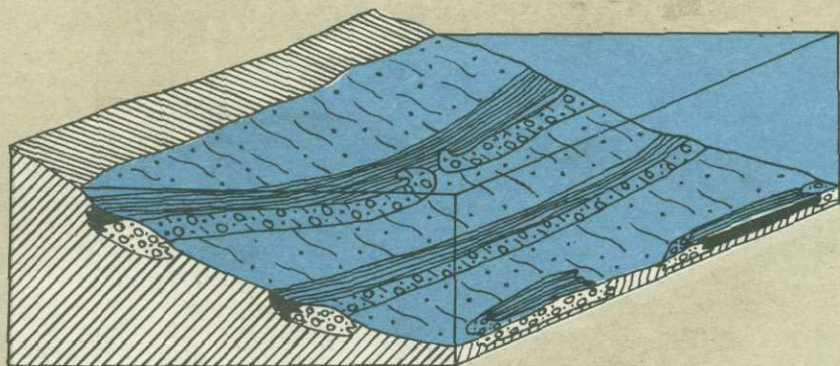


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

---

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ



# И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ШЕЛЬФА



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ШЕЛЬФА

Материалы XII пленума  
Геоморфологической комиссии

2811



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1978



**Геоморфология и палеогеография шельфа.** М., "Наука", 1978.

Статьи сборника посвящены проблемам геоморфологии и четвертичной палеогеографии шельфов морей, омывающих берега СССР и некоторых зарубежных территорий. Приводятся результаты изучения рельефа и дна шельфовой зоны морей, а также методика исследований; рассматриваются прикладные вопросы геоморфологии шельфов, связанные с поисками полезных ископаемых и инженерно-геологическими исследованиями.

*Ответственные редакторы:*

П.А. КАПЛИН, Л.Г. НИКИФОРОВ, Д.А. ТИМОФЕЕВ

---

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ШЕЛЬФА

---

*Л.Г. Никифоров*

## СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ШЕЛЬФА

Изучение подводного рельефа шельфа производится в основном путем дешифрирования аэрофотоснимков или непосредственными исследованиями дна и слагающих его пород. Анализ аэрофотосъемочного материала позволяет проследить подводное продолжение структурных зон суши, наметить новые ключевые участки для непосредственного изучения дна, что значительно снижает затраты и время при геолого-геоморфологической съемке шельфа.

Однако разрешающая способность аэрофотоснимков позволяет исследовать таким образом только область подводного склона до глубин 25–30 м. В то же время подводный склон является наиболее динамичной зоной шельфа, где постоянно происходят значительные изменения рельефа, особенно там, где распространены толщи рыхлых отложений. При анализе аэрофотоснимков для структурных целей наибольшее внимание привлекает абразионный рельеф, развитый в пределах подводного склона и не подвергающийся значительным изменениям во времени, а аккумулятивные образования, как правило, выпадают из поля зрения исследователя.

Специфика развития подводного склона морей и океанов сводится, как правило, к тому, что при выработке профиля материал размыва сносится к приурезовой части водоема и с не меньшей интенсивностью к основанию склона, т.е. в нижнюю, более глубоководную часть шельфа. В связи с этим абразионный рельеф наибольшим развитием пользуется в верхней и средней частях подводного склона, а далее — в сторону суши и особенно в сторону больших глубин рельефа абразионные формы, как правило, перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений или вовсе отсутствуют. На побережье суши древний абразионный рельеф встречается реже, чем аккумулятивный, даже при наличии комплекса мощных факторов денудации, которые способствуют быстрому уничтожению и сносу осадочного чехла. В то же время известно, что с увеличением глубины темп денудационных процессов резко уменьшается, по мере уменьшения воздействия на дно ветровых волн. Другими словами, за пределами под-

водного склона, на глубинах более 40—50 м, по чисто теоретическим представлениям следует ожидать преимущественно подводно-аккумулятивный рельеф. Все это указывает на то, что вместе с увеличением разрешающей способности аэрофотосъемки подводного рельефа необходимо приобретение опыта проведения структурно-геоморфологического анализа аккумулятивных форм рельефа. Примерно такие же замечания можно высказать по отношению метода непосредственного изучения дна при водолазных исследованиях и подводном бурении. Эти работы ограничены 50-метровой изобатой и охватывают относительно небольшую площадь шельфа.

Для исследования большей части глубоководного шельфа наиболее широко распространен метод обобщения эхолотных профилей с отбором проб грунта и применением спаркера. Методика подобных работ широко известна и достаточно перспективна, причем наиболее часто применяется только эхолотный промер с отбором грунтов. В связи с этим следует упомянуть о громадном количестве первичного материала, находящегося в гидрографической службе, однако использование его в геолого-геоморфологических целях далеко неполное, что обусловлено устаревшей методикой гидрографической съемки. По-видимому, целесообразно рекомендовать гидрографам проводить отбор проб грунта дночерпателем или ударной трубкой с последующей обработкой осадков. Это позволит не только увеличить точность гидрографических работ, но и в максимальной степени использовать полученный материал при научных исследованиях.

Возвращаясь к геоморфологическому строению шельфа, следует сказать, что вся эта зона в течение продолжительного времени испытывала воздействие морских волн, которые создавали специфические береговые формы рельефа. В процессе современной эволюции береговые формы рельефа находятся только в пределах подводного берегового склона и зоны заплеска. Выше последней — на суше и глубже нижней границы подводного берегового склона — древние береговые формы рельефа прошли все этапы своего развития и сохранились в том виде, в каком их оставил последний цикл волновой переработки. Береговые формы рельефа, закончившие эволюцию, хранят в себе громадный объем информации о всем периоде их образования. Это должно являться отправным моментом при исследовании истории развития рельефа шельфа.

Следует особо подчеркнуть, что без анализа истории развития рельефа исследования не могут быть названы геоморфологическими, ибо целью геоморфологии является четкое представление об истории развития рельефа за интересующий промежуток времени. Это замечание вызвано тем, что в широко известных методических руководствах (Структурно-геоморфологические исследования. . . , 1967; Вопросы методики. . . , 1970) геоморфологические методы изучения форм и типов рельефа побережий и их структурно-геоморфологическая интерпретация подменяются чисто геологическими методами исследования, а именно — фациальным анализом мощностей, сопоставлением стратиграфических горизонтов и структурных этажей и т.д. Изучение рельефа различных территорий сводится главным образом к составлению карт морфоизогипс и в лучшем случае — к изучению деформаций высот древних береговых линий. Естественно, что получение такого картографического вспомогательного материала,

который, кстати, выполняется зачастую чисто механически, порождает ошибочное мнение о легкости структурно-геоморфологического анализа.

Многолетние геоморфологические исследования побережий морей и океанов показали, что подводные формы рельефа, созданные работой волн, полностью тождественны аналогичным образованиям, развитым в пределах прибрежной суши (Леонтьев, 1954). Береговые и подводные формы рельефа, отличающиеся друг от друга только по возрасту, идентичны не только морфологически, но и генетически. Следовательно, опыт структурно-геоморфологических работ, проведенных на территории прибрежной суши, можно с успехом применять и при исследовании шельфа. Последнее замечание касается в основном более глубоководной части шельфа, расположенной вне границ подводного склона, где не происходит значительных трансформаций реликтов береговых форм рельефа.

Одним из важнейших элементов морфоструктурного анализа шельфа является установление факта унаследованности геоморфологических процессов на определенной территории. Сущность унаследованности процессов сводится к возобновлению однотипных форм рельефа на одних и тех же участках побережья в течение длительного времени при колебаниях уровня водоема. Понятие об унаследованности развития рельефа складывается при геоморфологическом исследовании всей прибрежной области и выяснении истории развития рельефа, созданного за несколько сотен тысяч, а то и миллионов лет. В этом отношении современная динамика берега во многих случаях может и не отражать какие-либо структурные особенности берегов, так как современность — это мгновение геологической истории. Общая тенденция развития побережья определяется не современными процессами, которые в какой-то мере случайны, а окончательным результатом этих процессов и только после того, как созданные морем формы рельефа перестанут подвергаться волновой переработке. Наши положения имеют много общего со взглядами В.В. Шаркова, высказанными им более 10 лет назад, но, к сожалению, не получившими должного признания.

В пределах шельфа встречаются в основном две категории форм рельефа, созданные абразионными или аккумулятивными процессами. Возникновение и тех и других зависит в первую очередь от уклонов дна, запасов рыхлого материала на дне и, естественно, от интенсивности волнового воздействия. Наличие больших объемов обломочного материала на дне вызывает преимущественное возникновение аккумулятивных форм, а ограниченные запасы донных наносов обуславливают образование в основном абразионного рельефа. Изменение уклонов дна вызывает возникновение на этом участке специфического комплекса береговых форм абразионного или аккумулятивного рельефа, что будет зависеть от объемов рыхлого материала на дне. Однако в процессе волновой деятельности участки дна, отличающиеся аномальными уклонами, будут быстро сnivelированы или в результате размыва, или при накоплении толщи осадков. Только в случае существования мощного, однонаправленного и постоянно действующего фактора, которым являются тектонические движения, на участке дна в течение длительного времени будет происходить унаследованное изменение уклонов, что в итоге приведет к возникновению унаследованных абразионных или аккумулятивных форм релье-

фа. Таким образом, унаследованные тектонические движения, определяющие унаследованность береговых форм рельефа, способствуют возникновению специфических комплексов форм абразионного и аккумулятивно-го рельефа, приуроченных к сводам погребенных или снивелированных денудацией брахиантиклинальных складок.

Совершенно очевидно, что вместе с увеличением скоростей поднятия быстрее будет происходить изменение уклонов дна, а следовательно, более активно будут проявляться рельефообразующие процессы. В береговой зоне резкое и значительное увеличение уклонов дна приводит, как правило, к развитию абразионных процессов, которые при высоких скоростях тектонического поднятия способствуют возникновению унаследованных абразионных форм рельефа. Постоянный подъем свода антиклинальной складки, расположенной в пределах шельфа, приводит к размыву сначала современных, а затем и четвертичных осадков, слагающих вершину купола. В связи с этим в областях с высокими скоростями тектонических движений своды погребенных структур фиксируются в рельефе развитием выровненных, грядовых, ступенчатых, глинистых или глыбовых бенчей. Поскольку дочетвертичные породы при высоких скоростях тектонических движений, как правило, дислоцированы, то на поверхности дна чаще всего встречаются грядовые и ступенчатые бенчи. При анализе рельефа подобного типа наиболее четко прослеживаются структурные особенности рельефа, так как гряды дочетвертичных пород достаточно точно оконтуривают свод погребенной положительной структуры. Работы, связанные со структурным картированием грядовых форм рельефа, в настоящее время широко известны благодаря исследованиям О.К. Леонтьева (1951) и В.В. Шаркова (1960, 1964, 1967). Этими авторами было уточнено положение нескольких структур на дагестанском и азербайджанском побережьях Каспийского моря. В областях с высоким темпом тектонического поднятия структур отмечается развитие и аккумулятивных форм рельефа, которые сложены продуктами размыва сводов антиклиналей и приурочены к участкам дна с меньшими уклонами (крыльям складок) и являются неунаследованными образованиями.

В пределах подводной окраины материков со слабыми тектоническими движениями (в платформенных областях) породы залегают почти горизонтально. Грядовые бенчи здесь не имеют широкого распространения, и наличие такого бенча может говорить только о размыве древних, наложенных на коренной бенч аккумулятивных береговых валов, сложенных сцементированными осадками прибрежной фации. На берегах платформенных областей унаследованное развитие абразионных процессов, обусловленное тектонической структурой, может проявляться происхождением своеобразных форм рельефа, так называемых абразионных дуг. Возникновение их может происходить двояко, что зависит в первую очередь от степени дислоцированности пород, слагающих платформенные структуры. При относительно большой дислоцированности пород ( $2-3^\circ$ ) на сводах антиклинальных складок в результате повышенной трещиноватости пород вырабатываются впадины и возникает обращенный рельеф. При ингрессии и затоплении их морскими водами образуются заливы, к которым приурочены своды погребенных структур. Нередко при подоб-

ной истории развития рельефа заливы отделены от моря современными или древними унаследованными аккумулятивными формами, приуроченными к морскому крылу антиклинали. О.К. Леонтьев (1961) указывает на другой путь образования абразионных дуг, что, по нашему мнению, является редким случаем. По О.К. Леонтьеву, при чрезвычайно слабой дислоцированности пород на платформах решающую роль играет некоторое повышение клифов при выходе осевых частей структур к морю. На участках с более высоким клифом отступление берега происходит медленнее, чем на участках с низким абразионным обрывом, расположенных в удалении от оси поднятий. Так образуются абразионные дуги, причем мысы, их разделяющие, приурочены к осевым зонам структур, выходящих к морю.

Переходя к структурному значению аккумулятивных форм, следует заметить, что в настоящее время установлено, что в пределах побережий и шельфа гораздо больше образований, созданных при поперечном перемещении наносов, чем комплексов рельефа, образующихся при вдольбереговом переносе материала (Каплин, Никифоров, Шадрин, 1971). В связи с этим наиболее распространены аккумулятивные формы типа подводных, островных и берговых баров. Указанные формы возникают на выровненных участках дна также при некоторых изменениях уклонов, вызванных структурными причинами. Это положение подтверждается обширным фактическим материалом, полученным как в лабораторных, так и в экспедиционных условиях.

Скорость тектонического поднятия играет решающую роль в конфигурации и размерах береговых баров. Сейчас можно считать доказанным возникновение аккумулятивных форм в периоды регрессивных стадий бассейна. При быстром тектоническом поднятии на образование и развитие баров отпущен гораздо меньший промежуток времени, чем при медленных восходящих движениях, ибо чем быстрее при регрессии будет подниматься свод структуры, тем скорее он выйдет из-под водного воздействия. Отсюда вытекает общее положение, что при наличии рыхлого материала на дне наибольшего развития унаследованные аккумулятивные формы типа баров достигнут только при медленных, свойственных платформам, восходящих движениях. В этих условиях аккумулятивные формы могут пройти полную эволюцию и превратиться в мощные образования. Так, в пределах побережья эпигерцинской платформы Каспия развиты серии чрезвычайно крупных и мощных унаследованных баров, перекрывающих своды не одной, а нескольких брахиантиклинальных складок и подчеркивающих структурные элементы более высокого порядка (Никифоров, 1974). При уточнении контуров складок в таких условиях необходимо применение более тонкого морфоструктурного анализа береговых валов, определение первичных очагов унаследованной аккумуляции и других форм рельефа побережья.

Сказанное, конечно, не означает, что крупные аккумулятивные образования могут быть только в пределах платформ. Они могут быть развиты и в других геотектонических областях, но при этом, по-видимому, будут свидетельствовать или о малых скоростях поднятия структур, или не будут унаследованными, а следовательно, не связанными с тектоническими движениями.

Таким образом, обобщение теоретического, экспериментального и экспедиционного материалов показало, что для геосинклинальных областей с высокими темпами подъема структур свойственно развитие в основном абразионных форм рельефа, а для платформенных — аккумулятивных образований.

Однако, кроме указанных геотектонических областей, существуют значительные территории, характеризующиеся региональными нисходящими движениями, на общем фоне которых отмечается большое количество участков развития брахиантиклинальных складок, испытывающих унаследованное поднятия. Это — области предгорных и межгорных прогибов с накоплением мощных толщ рыхлых отложений и значительными скоростями подъема сводов брахиантиклинальных структур. В этом случае при высоких скоростях подъема структур в присводовой их части возникают крутые уклоны дна, что неминуемо вызывает размыв свода и образование глинистого, глыбового или ступенчатого бенчей, развивающихся унаследованно. Продукты размыва сгруживаются у подножия крутых склонов растущей складки и служат материалом для образования аккумулятивных форм типа баров, которые приурочены к крыльям поднятий, т.е. к тем местам, где их возникновению не препятствуют крутые уклоны. Существование подобных комплексных унаследованных береговых форм рельефа подтверждается обширным фактическим материалом по юго-западной Туркмении, северо-западному Прикаспию, северо-западному Причерноморью, Каламитскому заливу Черного моря, межгорным депрессиям Прииссыккуля и т.д.

Анализ полевого материала позволил определить конкретные структурно-геоморфологические признаки погребенных или снивелированных денудацией антиклинальных складок, развитых в пределах побережья и шельфа в разных тектонических зонах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вопросы методики проведения структурно-геоморфологических исследований в нефтегазоносных бассейнах зарубежных стран. Под ред. Ю.Я. Кузнецова, А.Ф. Якушевой. М., "Недра", 1970.
- Каплин П.А., Никифоров Л.Г., Шадрин И.Ф. Значение поперечного перемещения наносов в образовании береговых аккумулятивных форм. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, № 2. Изд-во МГУ, 1971.
- Леонтьев О.К. Эволюция береговой линии северо-дагестанского побережья Каспийского моря. — Изв. ВГО, 1951, № 4.
- Леонтьев О.К. Донные аккумулятивные формы береговой зоны. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 10. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Никифоров Л.Г. — Структурно-геоморфологические особенности морских побережий. — Геоморфология, 1974, № 2.
- Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных областей. Под ред. Ю.Я. Кузнецова, К.А. Ушко. М., "Недра", 1967.
- Шарков В.В. Геоморфологические исследования мелководий Кавказского побережья с применением аэрометодов. М., 1960.
- Шарков В.В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М.—Л., "Наука", 1964.
- Шарков В.В. Роль тектонических движений в формировании берегов. — В кн.: Опыт геолого-геоморфологических и гидробиологических исследований береговой зоны моря. М., "Наука", 1967.

## **СТРУКТУРНЫЕ И СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШЕЛЬФОВ**

Геоморфологи ВСЕГЕИ при составлении обзорных мелкомасштабных геоморфологических карт отдельных регионов Дальнего Востока всегда стремились к изображению рельефа дна прилежащих к суше акваторий. В качестве исходных материалов при этом использовались данные, полученные в 50—60 годах экспедициями Института океанологии АН СССР на "Витязе" (работы Г.Б. Удинцева, В.Ф. Канаева, Н.Л. Зенкевича и др.). Даже эти ограниченные сведения о геоморфологии дна Японского и Охотского морей показали, что наряду с равнинными или пологоволнистыми участками в рельефе дна наблюдаются значительные площади глубоководно-расчлененного, сложно построенного рельефа (материковый склон Японского моря, тектонические поднятия на севере Японского моря и др.).

Анализ особенностей строения донного рельефа показал, что в ряде случаев на дне морей прослеживается продолжение структурных элементов суши в виде подводных линейно вытянутых возвышенностей, грядкуэст, отдельных абразионных останцов и т.д. Тем самым наметилась генетическая связь донного рельефа с рельефом суши. Подобные структурные связи субаэрального и субаквального рельефов были выявлены на продолжении южных мысов Сахалина и п-ова Шмидта, в заливе Петра Великого, в Шантарском море и во многих других прибрежных районах Дальнего Востока. Знакомство с литературой по тектоническому районированию шельфов показало также, что шельф, развитый на продолжении щитов, платформ и плит, наследует их структурно-геоморфологические особенности. То же самое следует сказать о шельфах, развитых на продолжении складчатых систем. О структурной неоднородности шельфов свидетельствуют геологические и геофизические материалы.

Все эти данные послужили основанием для разработки Г.С. Ганешиным, В.В. Соловьевым и Ю.Ф. Чемяковым (1975) геоструктурной классификации и районирования шельфов. Согласно этой классификации, по особенностям структуры различаются три основных типа шельфа: ортошельф, парашельф и гемишельф.

Ортошельфы являются подводным продолжением геоструктур платформенного типа, таких, как плиты, щиты, срединные массивы или погруженные срединные массивы (например, ортошельф Баренцева моря, ортошельф Охотского срединного массива и др.). Они обладают следующими характерными особенностями: а) значительной шириной (до 1300 км), б) материковым типом коры, в) тектоническим режимом платформенного типа, г) трехъярусностью строения — складчатый кристаллический фундамент, платформенный чехол и шельфовый чехол, д) комплексом структурных форм, типичных для платформ: антеклизы, синеклизы, авлакогены, горсты, грабены, валы, прогибы и др., е) равнинностью рельефа, ж) специфическими комплексами полезных ископаемых, свойственных фундаменту, платформенному и шельфовому чехлам.

Парашельфы возникают на подводном продолжении структур, относящихся к категории складчатых и складчато-глыбовых подвижных областей, на их флангах (Сихотэ-Алинский парашельф) или по простиранию (Урало-Новоземельский парашельф). Отличительные их особенности таковы: а) умеренная ширина (до нескольких десятков — сотен километров), б) континентальный тип коры, в) тектонический режим типа эпигеосинклинального или эпиплатформенного орогенеза, г) многоярусность строения осадочного слоя с наличием структурных несогласий и перерывов, структурное несогласие между складчатыми дошельфовыми отложениями и субгоризонтально залегающими шельфовыми осадками, малая мощность последних, д) комплекс структурных форм, типичных для складчатых и складчато-глыбовых областей: антиклинории, синклинории, горсты, грабены, впадины, антиклинали, синклинали и др., е) в рельефе отчетливо выражены положительные и отрицательные линейные формы унаследованных простираний, ж) комплексы полезных ископаемых, связанные со структурными ярусами и магматизмом дошельфового этапа.

Гемишельфы формируются по окраинам интрагеоантиклинальных поднятий в современных геосинклиналях, островов крайних дуг (например, гемишельфы Курило-Камчатской островной дуги, восточного побережья Камчатки), вулканических и коралловых островов в морях и океанах и т.д. К важнейшим их особенностям относятся следующие: а) незначительная ширина, местами прерывистость распространения, б) приуроченность к различным типам земной коры (континентальной, субконтинентальной, океанической и субокеанической), в) тектонический режим, характеризующийся высокой интенсивностью, г) разнообразие геологического строения (от структурно-формационных комплексов геосинклинального типа до органогенных отложений), д) комплекс структурных форм, характерных для геосинклиналей (антиклинали, синклинали, горсты, грабены, вулканические формы и др.), е) в рельефе выражены линейно вытянутые положительные и отрицательные формы, связанные с перечисленными выше структурами, ж) комплекс полезных ископаемых, свойственный геосинклинальным областям.

Под структурно-геоморфологическими особенностями шельфов понимается проявление в их рельефе описанных выше структурных категорий и тектонических складчатых и разрывных деформаций различного таксономического ранга.

Структурно-геоморфологические особенности шельфов создаются процессами субаквального эндоморфогенеза и экзоморфогенеза.

Важная категория структурно-геоморфологических элементов образуется процессами эндоморфогенеза (складчатыми и дизъюнктивными дислокациями, вулканическими процессами, поднятиями и погружениями и др.) непосредственно на поверхности шельфов с одновременной их моделировкой субаквальными экзогенными процессами. Примерами могут служить прогиб "Святой Анны", прогиб Харитона Лаптева, Ушаковский вал, Восточно-Лаптевское поднятие и другие структурно-геоморфологические элементы, распространенные на арктическом шельфе СССР (Погребницкий и др., 1971).

Другая важная категория структурно-геоморфологических элементов создается процессами субаквальной денудации (абразией, подводной линейной и площадной эрозией и др.) при препарировке структурных элементов основания шельфов, создавая структурно-денудационные возвышенности, валы, гривы, гребни, впадины, ложбины и другие элементы.

Действие процессов эндо- и экзоморфогенеза в первом случае синхронно, а во втором — асинхронно (денудацией препарируются структурные формы, созданные ранее в толще земной коры).

Структурно-геоморфологические элементы шельфов могут классифицироваться по различным критериям. Наиболее важна морфологическая классификация, построенная с учетом структурных особенностей выделяемых в ней элементов. С этой точки зрения рассмотренные выше структурные категории шельфов одновременно являются и структурно-геоморфологическими, так как устройство их поверхности и структурно-геоморфологические особенности для каждой категории характеризуются своеобразными чертами, сходными для шельфов, относящихся к одной и той же категории, но различными для разных типологических категорий.

На высшем уровне таксономической классификации (первом порядке) структурно-геоморфологические элементы шельфов подразделяются на изометричные в плане и линейные. Таксоны второго порядка выделяются по основным категориям шельфов (например, изометричные структурно-геоморфологические элементы ортошельфов, парашельфов или шельфов). Таксоны третьего порядка делятся на положительные и отрицательные элементы (например, изометричные положительные структурно-геоморфологические элементы ортошельфов, линейные отрицательные элементы парашельфов и т.д.). Таксоны четвертого порядка включают крупные структурно-геоморфологические элементы, связанные с антеклизмами, синеклизмами, антиклинориями и другими формами, эквивалентными по своему таксономическому значению указанным выше. Так, например, на ортошельфах к категориям четвертого порядка из изометричных положительных структурно-геоморфологических элементов распространены возвышенности на антеклизах, из отрицательных — впадины на синеклизах, из линейно вытянутых элементов — прогибы, желоба на авлакогенах, зонах разломов и т.д. На пара- и гемисшельфах господствуют линейные положительные и отрицательные структурно-геоморфологические элементы. Первые из них представлены валами, линейно вытянутыми возвышенностями, грядами, гребнями на антиклинориях, антиклиналях, сводовых поднятиях, горстах и т.д., а вторые — желобами, прогибами, линейно вытянутыми впадинами на месте развивающихся прогибов, синклинориев, синклиналей, грабенных и т.д. Могут быть выделены и более низкие таксоны классификации.

Приведенные материалы показывают основные принципы построения морфологической классификации структурно-геоморфологических элементов шельфов.

Классификация структурно-геоморфологических элементов в случае необходимости может строиться и по другим критериям: 1) по вещественному составу основания (с выделением элементов, связанных с гранитоидными массивами, с выходами тех или иных осадочных, метаморфи-

ческих и вулканических тел); 2) по возрасту, этапам и стадиям развития (четвертичные, неогеновые, палеогеновые и т.п. элементы, развивающиеся и реликтовые и т.д.), 3) по знаку и направленности развития (положительные, отрицательные, унаследованные, инверсионные и т.д.) и другим критериям.

В заключение отметим, что анализ новейшей морфоструктуры шельфа представляет большое значение для развития общей теории геоморфогенеза. Объясняется это тем, что формирование структурных форм на всех трех структурных типах шельфа происходило в обстановке, существенно отличной от субаэральной, вне воздействия таких мощных деструктивных факторов, как эрозия, континентальная денудация и др. Поэтому среди субаквальных морфоструктур можно предположить существование мало измененных структурных форм типа антиклинальных возвышенностей, синклинальных впадин, впадин грабенов, возвышенностей горстов и т.д. Конечно, процессами подводной денудации и аккумуляции первичный рельеф в известной степени видоизменен, но влияние этих процессов на подводный рельеф несомненно меньше, чем на суше. На континентах первичную тектоническую природу горных поднятий обыкновенно приходится восстанавливать по косвенным признакам, особенно в том случае, если амплитуда тектонических поднятий велика и, следовательно, создаются благоприятные условия для развития денудационных процессов. Только в условиях сравнительно небольших поднятий на суше наблюдаются мало измененные структурные формы типа адыр Ферганской впадины, увалов Северного Сахалина, возвышенностей Куринской депрессии и др. В субаквальных условиях новейшие структурные формы должны сохраняться почти в первозданном виде. Тем самым создаются условия для изучения и классификации этих структурно-геоморфологических элементов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф. Геоструктурная классификация и районирование шельфов. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.  
Погребницкий Ю.Е., Виноградов В.А., Захаров В.В., Зацепин Е.Н. Складчатые системы и платформенные чехлы Арктического шельфа Средней Сибири. — В кн.: Геология моря, вып. 1. Л., НИИГА, 1971.

*А.П. Валпетер, Ю.И. Гольдфарб*

### ПРИНЦИПЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ШЕЛЬФА И ПРИБРЕЖНОЙ СУШИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ СССР

Шельф и побережье северо-восточных морей СССР отличаются большим морфологическим разнообразием, что обусловлено положением этой области на сочленении Тихоокеанского подвижного пояса с обрамляющими разновозрастными складчатыми и жесткими структурами, активной новейшей и современной тектоникой, современным и

древним вулканизмом. Оптимальной основой районирования при этом является морфоструктурная, позволяющая наиболее полно отразить связь морфологии и развития рельефа с геологическими структурами и неотектоникой.

Геолого-геофизические исследования в ряде районов северо-восточных морей СССР показали общность геологических структур и глубинного строения прибрежной суши и шельфа, что нашло отражение в соответствующем морфоструктурном плане отдельных акваторий. При этом морфоструктуры шельфа нередко отчетливо проявлены в рельефе дна. Так, северная и центральная части акватории Охотского моря характеризуются корой континентального (Косминская и др., 1963; Кропоткин и др., 1964) или переходного типа (Марков и др., 1967), строение которой сходно с прилегающими территориями, что позволяет отнести большую часть Охотского моря к области шельфа (Ганешин и др., 1975). Шельф этот своеобразен, с весьма неровным рельефом, перепады глубин местами превышают 1000 м, что отражает разнообразие и молодость составляющих его морфоструктур миогеосинклинальных и краевых прогибов, разновозрастных складчатых областей и срединного массива (Кропоткин и др., 1964; Красный, 1966).

Шельф северной части Берингова моря и особенно шельф морей восточной Арктики характеризуются предельно выровненным, пологоволнистым, местами даже плоским рельефом с углами наклона менее  $1^\circ$ , часто в пределах  $0,5-0,3^\circ$ , который лишь иногда осложнен немногочисленными островами и абразионно-денудационными останцами. Вместе с тем геофизическими исследованиями под чехлом кайнозойских отложений переменной мощности устанавливается погребенный рельеф (Kummer, Creager, 1971; Scholl, Hopkins, 1969; Гапоненко и др., 1972; Виноградов и др., 1974), даже более контрастный, чем поверхность Шхотоморского шельфа, но находящий лишь слабое отражение в рельефе дна.

Кроме заполнения осадками тектонических прогибов и впадин, происходившего в основном в континентальные этапы развития областей шельфа, выровненность его рельефа, видимо, обусловлена процессами субаэрального выравнивания и абразионной планацией положительных морфоструктур при неоднократных трансгрессиях.

Таким образом, мы сталкиваемся с проблемой районирования преимущественно сложных полигенетических равнин шельфа. В связи с этим основное значение приобретает не морфологическое, а генетическое или динамическое подразделение морфоструктур.

Первым важным шагом в этом направлении является предложенное Г.С. Ганешиным с соавторами (1975) выделение орто-, пара- и гемишельфов, позволяющее связать развитие шельфов с развитием крупных геоструктур. Дальнейшее подразделение рационально вести не столько по признаку связи с палеоструктурами, большинство из которых более не развиваются как таковые, сколько по направленности и интенсивности новейших движений, учитывая случаи остаточного (или древнеунаследованного), унаследованного (или унаследованно-возрожденного), инверсионного и наложенного (или независимого) развития.

Остаточное (или древнеунаследованное) развитие положительных или отрицательных морфоструктур осуществляется без какого-либо изменения первичного структурного плана и направленности движений.

Унаследованное (или унаследованно-возрожденное) развитие морфоструктур предполагает наличие временных перерывов в истории их развития, в частности эпох относительной тектонической стабильности и выравнивания рельефа. В эти эпохи экзогенные процессы настолько преобразовывают морфоструктуры, что первичная тектоническая основа лишь слабо угадывается в рельефе. При возобновлении тектонических движений выровненные морфоструктуры возрождаются без существенного изменения первоначальной структурной основы. В разрезах, слагающих отрицательные аккумулятивные морфоструктуры, это фиксируется в виде перерывов в осадконакоплении и отражается в особенностях литологии отложений.

В ходе инверсионного развития морфоструктур происходит смена знака движений на противоположный при полной или частичной сохранности древнего структурно-тектонического плана. При полном несоответствии современной поверхности древней структуры морфоструктур проявляется наложенный (или независимый) тип развития. Нередко возникают и более сложные соотношения между древним тектоническим планом с новообразованными морфоструктурами, когда меняется не только знак движения, но и перестраивается структурный план. В этом случае морфоструктуры следует относить к инверсионно-наложенным.

Районирование шельфа невозможно в отрыве от прибрежной суши, поскольку эти две области тесно связаны в своем развитии и часто представляют единые структуры, разделенные молодой современной береговой линией. Прибрежная зона шельфа дает много примеров продолжающихся здесь видоизмененных, но генетически единых морфоструктур суши. Можно предположить, что такое подобие существует и в более глубоких частях шельфа, вне прямой связи с морфоструктурами суши.

Предлагаемая схема подразделения морфоструктур (таблица) составлена для побережья и шельфа восточных морей СССР. При детальном изучении шельфа, вероятно, встретятся морфоструктуры, не развитые на суше. В первую очередь их можно ожидать на глубоко погруженном шельфе центральной части Охотского моря.

Для выделения морфоструктур на суше использовался комплекс методов, включая анализ структур по геологическим и геофизическим данным, морфометрию, дешифрирование аэрофотоснимков, изучение морфологии и внутреннего строения речных долин возраста, фациального состава и мощности кайнозойских отложений. Выделение морфоструктур производилось по отношению к орогенному структурному плану складчатых областей (мезозойскому, ранне-, средне-кайнозойскому и позднекайнозойскому). Относительная глубина залегания "структурообразующей поверхности" (или мощность покрова рыхлых отложений) является указателем направленности и интенсивности новейших движений.

В результате комплексного анализа на побережье выделились различные типы положительных, нейтральных и отрицательных морфоструктур. Среди большей части положительных морфоструктур существуют

участки устойчивых поднятий и такие, где поднятия сменялись относительными опусканиями. Это проявилось в сложном строении аллювиальных комплексов, повышенной их мощности в долинах и образовании многослойных россыпей. Блоково-складчатые морфоструктуры приурочены главным образом к кайнозойским и к некоторым мезозойским структурам (Верхоянье), а блоковые — к срединным массивам и некоторым мезозойским складчатым структурам.

Изменения знака вертикальных движений характерны и для многих отрицательных морфоструктур, где с межформационными размывами также связаны многослойные россыпи. Многие инверсионные отрицательные морфоструктуры на суше являются отмершими. Время их развития определяется по возрасту нижних и верхних горизонтов отложений, синхронных опусканию.

Многие методы изучения морфоструктур суши (Гольбрайх и др., 1968) неприменимы или мало применимы на шельфе в связи с малой контрастностью подводного рельефа, а также наличием перекрывающего чехла рыхлых отложений, который не позволяет непосредственно получать данные о геологическом строении субстрата. Среди значительного объема региональных геофизических исследований на шельфе такой важный метод, как сейсмо-акустическое зондирование, не получил еще широкого распространения в северо-восточных морях СССР. Бурение проведено лишь в единичных местах в прибрежной части арктического шельфа. Поэтому выделение и оконтуривание морфоструктур связано с большими трудностями. Мы основываем его главным образом на анализе связей с морфоструктурами прибрежной суши.

Реконструкция морфоструктур шельфа на основании данных по суше зависит от характера сочленения суши и шельфа. Выделяются структурные и скульптурные типы границ.

При структурном разграничении шельф и прибрежная суша относятся к разным типам или видам морфоструктур. Сбросовые границы часто совмещены с современной береговой линией (тектонические берега), и в этом случае морфоструктуры суши и шельфа максимально отличаются друг от друга. Такие границы характерны для массивов и древних складчатых областей. Они распространены в западном и северном Приохотье, в северной части Берингова и восточной части Чукотского морей. Сбросово-складчатые границы (Корякское нагорье, восточная Камчатка, возможно, западный Сахалин) также свидетельствуют о различии видов морфоструктур шельфа и побережья, иногда даже в пределах одного типа.

Вулканические и вулканотектонические берега обусловлены значительным превышением скорости накопления вулканического материала над скоростью абразии, а также — затоплением вулканотектонических депрессий, кальдер. Они распространены на Курильских островах и южной Камчатке, где морфоструктуры суши и прибрежного шельфа часто согласованы и генетически и морфологически.

Скульптурные сочленения предполагают единство морфоструктур суши и шельфа, по крайней мере в его прибрежной части. Выделяются трансгрессивный и ингрессивный виды, один из которых имеет место и при регрессивной направленности развития побережья.

Таблица 1

## Схема подразделения морфоструктур побережья и шельфа морей восточных окраин СССР

Группы морфоструктур	Типы морфоструктур		Виды морфоструктур	Относительная высота положительных (глубина отрицательных морфоструктур)		
				большая	умеренная	малая
Положительные горы плоскогорья холмы	Тектонические (выделяются формации, "структуро-образующей поверхности")	Геоантиклинальные складчатые и блоково-складчатые	На антиклинальных и горстантиклинальных структурах	+	+	+
			На синклинальных и грабенсинклинальных структурах	+	+	+
			На шарьяжах	+	+	+
		сводово-блоковые	Устойчивые новейшие поднятия	+	+	+
			Блоки знакопеременных движений с преобладанием поднятий		+	+
			Устойчивые новейшие поднятия	+	+	
			Блоки знакопеременных движений с преобладанием поднятий		+	+
		Плутонногенно-тектонические	Поднятые и отпрепарированные интрузии (подразделяются по составу интрузий)	+	+	+
			Поднятия на месте нескрытых интрузивов	+	+	+
		Субвулканические, вулканические, вулкано-тектонические	Экструзивные купола	+	+	+
Стратовулканы: кайнотипные, палеотипные	+		+	+		
Вулкано-тектонические возвышенности, сложенные дислоцированными лавами и туфами	+		+	+		
Вулкано-тектонические плоские возвышенности сложенные слабо-дислоцированными лавами и туфами	+		+	+		
Нейтральные	Деструктивные (денудационные) Структурно-денудационные Вулканические	Цокольные равнины		+	+	
		Пластовые равнины		+	+	
		Покровы на денудационных равнинах			+	
		Многосинклинали	+			
Отрицательные: прогибы впадины депрессии	Тектонические (подразделяются по времени начала и завершения их развития)	Зоны устойчивых компенсированных и частично компенсированных новейших опусканий	Остаточные геосинклинальные прогибы	+		
		Зоны знакопеременных движений с преобладанием компенсированных опусканий	Унаследованные и наложенные (частично согласованные)	+	+	+
			Прогибы и впадины складчатых областей	+		
		Вулкано-тектонические	Краевые и внутренние наложенные поздне-геосинклинальные прогибы	+	+	
			Наложённые (реже частично согласованные) межгорные, внутригорные прогибы и впадины складчатых областей		+	+
			Предгорные прогибы	+		
Граничные	Тектонические	Грабены, плоские и сложные впадины консолидированных структур		+	+	
		Депрессии, кальдеры	+	+	+	
		Флексурь, сбросы, надвиги, проявленные в рельефе; активные и пассивные (делятся по величине смещений)	+	+	+	

\* — развитые на суше; \* — развитые на шельфе.



Трансгрессивные соотношения возникают при наступлении моря на сушу с абразионной обработкой слабых положительных нейтральных и инверсионных (положительных и отрицательных) морфоструктур. Интенсивно растущие морфоструктуры не подвержены трансгрессии, здесь обычны структурные сочленения. В слабых положительных и нейтральных морфоструктурах распространение трансгрессий ограничено достижением равновесного профиля прибрежной зоны (Каплин, 1973). Наибольшие масштабы трансгрессий могут, видимо, проявляться в морфоструктурах со знакопеременными движениями при благоприятных сочетаниях характера этих движений с темпами повышения моря. Оптимальные условия для образования аномально широких бенчей возникают на отрицательных инверсионных морфоструктурах (западные районы шельфа Восточно-Сибирского, Чукотского морей, участки шельфа Охотского моря у берегов Камчатки). При трансгрессивной обработке положительных инверсионных морфоструктур с расчлененным палеорельефом могут образоваться сложные сочетания абразионных площадок и ненарушенных абразией погребенных нижних частей субазральных отрицательных морфоструктур. Примеры такого рода известны в шантарской части шельфа Охотского моря, на шельфе Восточно-Сибирского, Чукотского морей (Чаунская и Колючинская губы).

Ингрессивные соотношения суши и шельфа — результаты затопления без абразионной обработки отрицательных и инверсионных положительных морфоструктур, которые в последнее время испытывали тенденцию к погружению. Кроме того, возможная причина ингрессии — таяние горно-долинных ледников и затопление морем нижних частей их переуглубленных долин, имеющих в высоких широтах сравнительно наибольшие продольные уклоны. В результате ингрессии образуются характерные типы берегов: фьордовые, обычно наложенные на различные виды структурных берегов (Берингово море — Корьякское нагорье и Чукотский п-ов) и риасовые, местами осложненные структурными берегами (Анадырский лиман, заливы Онемен, Креста, Мичигменская губа Берингова моря; Колючинская губа Чукотского моря, Тайуская, Пейжинская — Охотского моря и др.). Ингрессивный характер шельфа не ограничивается прибрежной частью и, видимо, более распространен в центральных частях шельфа многих морей, окружающих территорию Северо-Востока СССР. Так, хорошо выраженные реликтовые эрозионные долины описаны на склонах подводных возвышенностей Академии наук и Института океанологии в центральной части Охотского моря (Удинцев, 1957). Очевидно, тот же генезис имеют долинообразные понижения, устанавливаемые при анализе батиметрии шельфа Восточно-Сибирского и Берингова морей.

Отрицательные морфоструктуры развиты в разной мере на шельфе морей Северо-Востока СССР. Наиболее распространены они в Беринговом море, где почти все пространство шельфа покрыто переслаивающимися морскими и континентальными олигоцен-нижнеплейстоценовыми отложениями "главного слоистого комплекса" мощностью около 0,5 км, местами до 4 км, с весьма неровной нижней границей (Scholl, Hopkins, 1969; Kummer, Creager, 1971; Nelson a.o., 1974).

На шельфе морей восточной Арктики, по данным магнитометрии и гравииметрии, выделяются (Виноградов и др., 1974) обширные впадины, составляющие более 70% площади шельфа, заполненные отложениями "осадочного чехла" мощностью 3—4 км; возраст их определяется условно как позднемеловой — четвертичный. На шельфе Охотского моря впадины занимают относительно небольшую площадь, располагаясь по периферии Центрально-Охотского массива. Они выполнены неконсолированными отложениями предположительно мелового—неогенового возраста и большей частью отчетливо выражены в рельефе дна (Удинцев, 1957; Косминская и др., 1963; Красный, 1966; Марков и др., 1967).

В условиях образования впадин и особенностях их строения намечаются существенные различия. На шельфе и побережье Берингова и Охотского морей широко распространены сравнительно узкие, но продолженные впадины, строение и развитие которых обусловлено продолжающимися в Тихоокеанском подвижном поясе процессами геосинклинального структурообразования (Пушаровский, 1964). Один из таких геосинклинальных прогибов выделяется в Беринговом море вдоль берега Корякского нагорья и на шельфе Анадырского залива; он продолжается и на суше в пределах Анадырской низменности (Кропоткин и др., 1964). В южной части Анадырской низменности, в ближайшем соседстве с горными хребтами Корякского нагорья, по данным бурения (Агапитов и др., 1973), установлены глубокие прогибы, выполненные переслаивающимися морскими мелкозернистыми терригенными, терригенно-карбонатными и континентальными угленосными отложениями эоцен-плиоценового возраста мощностью до 3,5 км. По данным магнито-теллурического профилирования (Шило, Николаевский, 1968), мощность их достигает 7 км. Согласованность структур с подстилающими туфогенно-осадочными отложениями, андезитами и базальтами нижнего, верхнего мела и палеоцен-эоцена, относящимися к позднегеосинклинальному этапу, и непрерывный разрез мощной толщи меловых и кайнозойских отложений указывают на остаточный характер прогибания (Агапитов и др., 1973). Учитывая положение этой структуры внутри Тихоокеанского подвижного пояса, можно предположить, что здесь сохраняется режим геосинклинального прогибания, компенсированного осадконакоплением.

Морскими геофизическими работами установлено продолжение структур Анадырской впадины в прибрежной части Анадырского залива и выявлен еще ряд аналогичных структур; отмечается прямое отражение их в рельефе дна, хотя и менее ярко, чем на суше (Гапоненко и др., 1972).

Более четко выраженный в рельефе дна прогиб аналогичного происхождения установлен на шельфе Охотского моря у берегов Сахалина — котловина Дерюгина глубиной 1744 м (Удинцев, 1957). Она выполнена мощными (до 7 км) неконсолированными осадками (Косминская и др., 1963) и рассматривается как современная миогеосинклиналь, остаточный или передовой прогиб (Кропоткин и др., 1964; Марков и др., 1967). Зона аккумуляции неогеновых отложений на побережьях Сахалина относится к краевой части этого прогиба. Этот длительно (с раннего ме-

ла) развивающийся прогиб — древнейшая часть Охотского моря (Марков и др., 1967), в то время как глубоководная Южно-Охотская котловина относится к молодым позднекайнозойским новообразованиям (Пушаровский, 1964).

Устойчивое опускание и почти непрерывное осадконакопление в кайнозойе отмечается в ряде унаследованных и возрожденных прогибов кайнозойских и мезозойских складчатых областей и в некоторых наложенных грабенообразных впадинах, согласованных с простираем складчатых структур. В областях кайнозойской складчатости в таких прогибах нередко весьма большие мощности, например до 9 км миоценовых и плиоценовых отложений в Срединно-Сахалинском грабенообразном прогибе, продолжающемся на шельфе Охотского моря (Марков и др., 1967).

В областях мезозойской складчатости мощность кайнозойских отложений в унаследованных и наложенных консеквентных впадинах обычно не превышает 500—600, чаще 250—300 м. Изученные в Яно-Индибирской (Карташова, Баранова, 1975) и Чаунской низменностях (Лобанов, 1975) непрерывные разрезы от палеоцена и нижнего миоцена до плейстоцена включительно отражают устойчивые опускания отдельных блоков в пределах северных приморских равнин. Эти опущенные структуры продолжают на шельфе, где в прибрежной части моря Лаптевых, по данным В.А. Баландина и Э.В. Деньгина, установлены понижения поверхности коренного фундамента глубиной до 500—600 м; на шельфе Восточно-Сибирского моря в западной части Чаунской губы в результате работ ВНИИМОРГЕО установлены тектонические опускания мезозойского цоколя глубиной до 250 м. Они приурочены к Коневаамской мульде Раучуанской позднегеосинклинальной мезозойской впадины сложного строения. Признаки наложенной впадины сочетаются здесь, по С.М. Тильману (1973), с чертами унаследованности.

Изучение отрицательных морфоструктур во многих районах мезозоид Северо-Востока СССР, как на суше, так и в ряде прибрежных участков шельфа (Ванькина губа, Чаунская губа, район Валькарайской низменности), показывает, что впадины с устойчивым режимом новейших опусканий редки и невелики по размерам. Обычно это части более распространенных и обширных сложно построенных впадин инверсионного типа, наложенных на различные докайнозойские структуры. Вследствие разновременности знакопеременных движений отдельных блоков осадконакопление в наложенных впадинах было прерывистым и разобщенным. Выделяются верхнемеловые-палеоценовые, олигоценово-миоценовые и плиоценово-четвертичные впадины (Тильман, 1973).

Вероятно, на шельфе морей восточной Арктики, как и на суше, преобладают впадины инверсионного развития. Лишь в наиболее глубоких остаточных и унаследованных (?) прогибах складчатого фундамента, согласованных с простираем мезозойских структур (Трофимук и др., 1973; Виноградов и др., 1974), возможно, происходило устойчивое осадконакопление.

В областях кайнозойской складчатости, помимо наложенных межгорных впадин, инверсионным тектоническим развитием характеризуются также краевые прогибы. Один из них, отделяющий затопленный на шель-

фе Охотского моря срединный массив от складчатых структур западной Камчатки, выражен в рельефе дна. Это котловина Тинро глубиной 993 м (Удинцев, 1957). Продолжением этого прогиба на суше, по-видимому, является Большерецкая впадина, мощность кайнозойских отложений которой 1–2 км (Красный, 1966). В верхней вскрытой части разреза наблюдаются тектонические дислокации, размывы, врезы древней речной сети.

В северной части Охотского моря, по геофизическим данным (Косминская и др., 1963), выделяется не выраженный в рельефе дна глубокий прогиб, заполненный неконсолированными осадками мощностью до 5 км. Л.И. Красный (1966) считает вероятным продолжением этого прогиба впадину на побережье в районе г. Охотска. Здесь, по нашим наблюдениям в Кухтуйской и Мареканской впадинах, нижнечетвертичные континентальные и морские (?) отложения с размывом и угловым несогласием лежат на дислоцированных неогеновых континентальных и морских отложениях мощностью 700 м. В плейстоцене здесь установлены многократные врезания речной сети.

Широко распространенные участки шельфа с малой мощностью кайнозойских отложений и иногда с выходами на дне коренных пород (Удинцев, 1957; Гершанович, 1970; Виноградов и др., 1974) могли возникнуть при затоплении субазральных деструктивных равнин или вследствие абразионной переработки положительных инверсионных морфоструктур суши. В первом случае рыхлые отложения будут либо отсутствовать, либо залегать более или менее равномерным маломощным чехлом. Результатом волновой переработки первичной субазральной поверхности выравнивания с последующим ее тектоническим опусканием, как полагают (Удинцев, 1957), являются обширные плато подводных возвышенностей Академии наук и Института океанологии, находящиеся в центральной части Охотского моря на одинаковых глубинах — 968 и 960 м.

Во втором случае следует ожидать резких колебаний мощности — увеличения ее за счет сохранившегося аллювия глубоких древних тальвегов речных долин. Такое строение шельфа отмечается в Южном Приморье, где абразионные участки дна с маломощным (0,6–2 м) слоем грубозернистых морских отложений чередуются с зонами 20-ти метровой мощности аллювия палеодолин (Хершберг, 1968).

Сходная картина с оловоносными делювиально-аллювиальными и морскими отложениями наблюдается на шельфе Восточно-Сибирского моря а также, по данным С.В. Денисова, М.А. Шпеталенко и Н.Г. Вейнбергса, в юго-западной части шельфа Охотского моря.

В заключение необходимо отметить значительную условность отнесения многих участков шельфа к тем или иным видам морфоструктур, так же как и *большой части дна Охотского моря к шельфу вследствие недостаточной изученности и из-за отсутствия четкого определения понятия "шельф"*. По тем же причинам предлагаемое нами подразделение морфоструктур шельфа следует рассматривать как предварительное. Их связь с морфоструктурами суши может оказаться более сложной. Но на начальном этапе изучения шельфа целесообразно идти от известных объектов суши, и единое их подразделение с шельфом окажет в этом помощь.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агапитов Д.И., Иванов В.В., Крайнов В.Г.* Новые данные по геологии и перспективам нефтегазоносности Анадырской впадины, — Труды Северо-Восточного комплексного н.-и. ин-та ДВНЦ АН СССР, Магадан, 1973, вып. 49.
- Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимарев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л., "Недра", 1974.
- Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф.* Геоструктурная классификация и районирование шельфов. — В кн.: Проблемы геол. шельфа. М., "Наука", 1975.
- Гапоненко Г.И., Верба М.Л., Иванов С.С.* Отражение основных тектонических элементов северо-западной части шельфа Берингова моря в геофизических полях и морфологии дна. — В кн.: Геоморфология и геофизика, Л., "Недра", 1972.
- Гершанович Д.Е.* Основные итоги новейших исследований рельефа и донных отложений промысловых районов крайнего севера Тихого океана. — Труды ВНИРО, 1970, т. 70, вып. 5.
- Гольдбрайт И.Г., Забалухин В.В., Ласточкин А.Н., Миркин Г.Р., Рейнин И.В.* Морфо-структурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., "Недра", 1968.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Карташова Г.Г., Баранова Ю.П.* Континентальные отложения палеогена и неогена Приморской низменности. — В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975.
- Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В., Кракшина Р.М.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 1.
- Красный Л.И.* Связи тектонических структур дна дальневосточных морей со складчатыми и геосинклинальными областями внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Недра", 1966.
- Кропоткин П.Н., Шахарстова К.А., Федоров Н.А.* Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., "Недра", 1964.
- Лобанов В.В.* Новые данные по стратиграфии кайнозоя Чаунской низменности. — В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С.* Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., "Наука", 1967.
- Пуцаровский Ю.М.* Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., "Недра", 1964.
- Тильман С.М.* Особенности орогенного развития Тихоокеанских мезозойских. — Труды Северо-Восточного комплексного ин-та ДВНЦ АН СССР, Магадан, 1973, вып. 55.
- Трофимук А.А., Шило Н.А., Иванов Д.В.* Нефтегеологическое районирование Северо-Востока и прилегающего шельфа. — Труды Северо-Восточного комплексного ин-та ДВНЦ АН СССР, Магадан, 1973, вып. 49.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф дна Охотского моря. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. XXII, 1957.
- Хершберг Л.Б.* Особенности распределения золота в аллювиально-морских отложениях некоторых участков прибрежной зоны Южного Приморья. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М., "Наука", 1968.
- Шило Н.А., Николаевский А.А.* Строение земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М., "Наука", 1968.
- Kummer J.T., Creager J.S.* Geology and cenozoic of gulf of Anadyr. — Marine geol., 1971, N 10.
- Nelson C.H., Hopkins D.M., Scholl D.W.* Cenozoic sedimentary and tectonic history of the Bering sea. — Oceanography of the Bering sea. Fairbanks, 1974.
- Scholl D.W., Hopkins D.M.* Newly discovered cenozoic basins, Bering shelf, Alaska. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1969, N 53.

**О ГЕОМОРФОЛОГИИ ШЕЛЬФОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ  
(на примере переходных зон  
между поднятиями Сахалина и Кавказа  
и прилегающими глубоководными впадинами)**

Широко известны и обсуждались в литературе особенности строения тихоокеанского и атлантического типов переходных зон. Эти термины употребляются ныне для характеристики не столько географических, сколько морфоструктурных понятий. К атлантическому типу относят переходные зоны, возникшие на стыке глубоководных впадин и относительно древних складчатых сооружений, к тихоокеанскому типу — переходные зоны от океана к молодым складчатым сооружениям. В этом смысле переходные зоны обоих регионов относятся к тихоокеанскому типу.

В настоящем сообщении на примерах шельфа и материкового склона Сахалина (отчасти Хоккайдо) и Западного Кавказа основное внимание уделяется рассмотрению типов переходной зоны: сбросовых, флексурных и аккумулятивных (рисунок). В литературе известны примеры выделения сбросовых и аккумулятивных переходных зон (Корсаков и др., 1975), флексурный тип выделяется впервые.

Актуальность темы в теоретическом аспекте подчеркивается тем, что хотя, по расчетам некоторых авторов (Леонтьев и др., 1975), переходные зоны захватывают 7% площади Земли, эти площади относятся к морфоструктурам глобального ранга. С каких бы теоретических позиций не интерпретировалось соотношение современного рельефа и глубинной структуры — перманентность впадин, океанизация или неомобилизм — геоморфологический смысл переходной зоны как пограничной структуры между территориями глобальных поднятий и погружений сохраняется. В этом плане заслуживает серьезного внимания сравнительный анализ континентально-океанических и межконтинентальных шовных (переходных) зон (Герасимов и др., 1974), который позволяет глубже понять связи между тектоникой и геоморфологией переходных зон, как погруженных, так и поднятых в современном рельефе.

В исследовании переходных зон между континентами и океанами следует выделить два этапа: первоначальный, связанный с изучением рельефа, формаций и структуры материка и островных дуг, и новейший, связанный с изучением акваторий как геоморфологическими, так и геофизическими, а в последнее время и геологическими методами. Особенно плодотворными оказались исследования конца 60-х — начала 70-х годов.

В соответствии с оформившейся дифференциацией методики исследований переходных зон мы разделили имеющиеся данные на структурно-геоморфологические, литодинамические, палеогеографические. В настоящей статье рассматриваются преимущественно морфоструктурные данные. Особое внимание уделяется анализу сбросовых и флексурных зон.

В пределах рассматриваемых переходных зон выделяются морфоструктуры 1-го порядка: складчатые поднятия Хоккайдо-Сахалинской дуги и

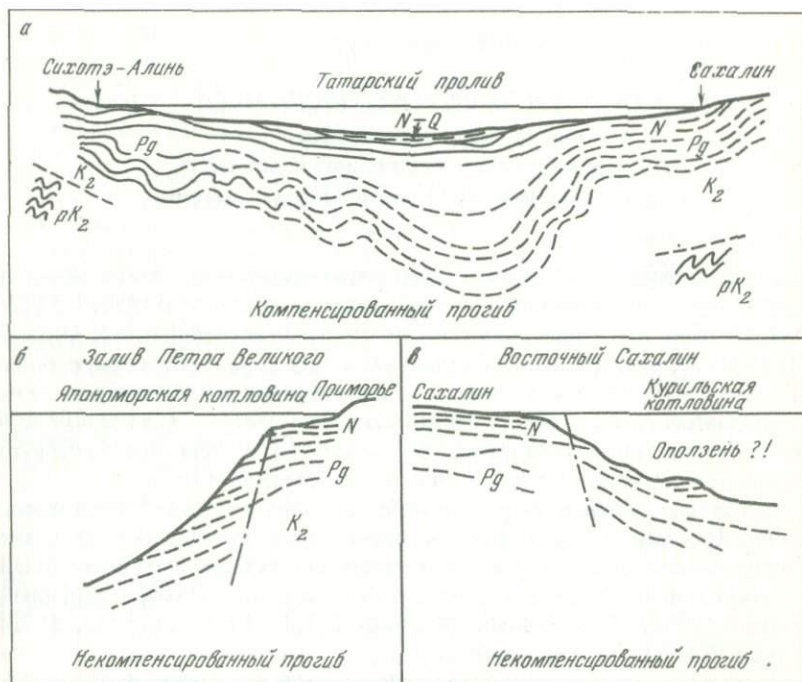


Схема строения флексурного шельфа Татарского пролива (а), разломного (сбросового) шельфа Приморья (б) и Восточного Сахалина (в). По С.С. Снеговскому, С.М. Александрову, 1971.

Западного Кавказа, глубоководные впадины Японского, Охотского и Черного морей.

Известны различия между Сахалином и Кавказом, а также между прилегающими к ним впадинами, но и объединяет их многое. Так, полиморфизм молодых складчатых систем (Герасимов и др., 1975) не отрицает глубокого сходства их морфоструктуры. Объединяющим является сходство моделей геофизических полей и глубинной структуры (табл. 1), общего стиля тектоники и рельефа, высокая динамичность (новейшая активность), некоторые аналогии в развитии и т.д. Границей между этими принципиально отличающимися морфоструктурами является материковый (островной) склон, в пределах которого происходит резкое изменение вышеназванных характеристик. Поверхность шельфа, находящаяся гилсометрически выше торцового ограничения склона, является непосредственным продолжением структур складчатого поднтия.

Морфоструктурами 2-го порядка являются (Александров, 1973; Мавлицкий, Терехов, 1974) :

1. Четвертичные аккумулятивные депрессии (Исикари, Поронайская, Колхидская) с аккумулятивным типом шельфа, расширенного на Сахалине, суженного на Кавказе.

Таблица 1

## Осредненные геофизические характеристики морфоструктур

Морфоструктуры 1-го порядка	Мощность коры, км	$\Delta g$	$\Delta T$	Сейсмичность (баллы)	Тепловой поток
Впадины	12–15	+	+	0	2
Складчатые поднятия	25–40	–	–	6–8	2

2. Кайнозойские денудационные равнины с локальными антиклинальными грядами (Кусиро, Северо-Сахалинская, Таманская). Им соответствует флексурный тип переходной зоны (шельфа).

3. а) Мезокайнозойские эрозионно-складчатые поднятия (Юбари, Западно-Сахалинское, Новороссийско-Лазаревское); б) палеозойские эрозионно-глыбовые поднятия (Симанто, Восточно-Сахалинское, Грузинская глыба). Им соответствует флексурно-сбросовой (а) и сбросовой (б) типы переходной зоны.

Обобщенная характеристика надводных и подводных морфоструктур приводится в табл. 2.

Соответственно изменениям рельефа трансформируется строение осадочной толщи, мощность неоген-четвертичных толщ в переходных зонах флексурного типа увеличивается до 2–4 км, аккумулятивного типа до 6 км (Красный и др., 1975).

Закономерно изменение всех геоморфологических элементов в различных типах переходной зоны, что свидетельствует об их генетической связи. Материковый склон пересекает складчатые структуры, независимо от их возраста и генезиса, но и его морфология и строение меняются, хотя и в меньшей степени, чем морфология побережий и шельфа.

Подобная картина характерна не только для кайнозойских структур Сахалина и Кавказа, но и, например, для мезозоид Сихотэ-Алиня, где антиклинальным зонам соответствуют полуострова (Муравьевский), синклинальным зонам — заливы (Амурский и Уссурийский). Все эти зоны в 50–70 км от берега обрезаются уступом материкового склона, имеющим северо-западное простирание. Склон ограничивает Япономорскую глубоководную котловину, а продолжаясь на северо-запад — Курильскую (Южно-Охотскую) глубоководную котловину. Показательно, что с его простиранием совпадает андезитовая линия Тихоокеанского тектонического пояса (по В.В. Белоусову, 1975 — андезитовая дуга второго рода), ограничивающая проявления неоген-четвертичного вулканизма, что свидетельствует о молодости склона. Наложность и молодой возраст склона подтверждаются рядом геофизических и геологических исследований (Снеговской, Александров, 1971; Васильев и др., 1975).

Литодинамические процессы дают наибольший морфологический эффект в зонах сбросового и сбросово-флексурного типов, характеризующихся огромной энергией рельефа и повышенной неотектонической активностью.

Таблица 2

## Морфоструктурные характеристики различных типов переходных зон

Типы зон	Элементы рельефа переходных зон			
	горное (островное) поднятие	побережье	шельф	материковый (островной) склон
Сбросовый тип	Сильно расчлененное низкогорье, уклоны 15–40°	Высокие террасы, ширина 1–2 км, уклоны до 30'	Крутосклонный (оползневой) рельеф. Ширина 2–12 км, уклоны 10–20'	Резко расчлененный рельеф с плоскостями отрыва, уклоны 5–30°
Флексурный тип	Слабо расчлененные гряды, уклоны 5–7°	Низкие террасы и лагуны, ширина 5 км, уклоны до 10–20'	Спокойный рельеф, ширина 20–40 км, уклоны 1–10'	Слабо расчлененный рельеф, уклоны 1–3°
Аккумулятивный тип	Низменности, уклоны до 1–2°	Косы, бары, лагуны, ширина до 10 км, уклоны до 10'	Спокойный рельеф, ширина до 100 км, уклоны 1–10'	Расчлененный рельеф, уклоны 5–10°

**Отрыв и оползание крупных блоков.** В 1957 г. первая батиметрическая съемка, проведенная Г.Б. Удинцевым, показала наличие на материковом склоне Восточного Сахалина крупных плато и блоков, по-видимому, связанных с сейсмогравитационным (?) отседанием. Дальнейшие работы на Кавказе и Сахалине, сопровождавшиеся сейсмондированием МОВ (Маловицкий, Терехов, 1974; Снеговской, Александров, 1971), подтвердили это. Размеры сползших блоков от 2–10 до 20–50 км, мощность до 1 км. Оползень соизмеримого масштаба зафиксирован геофизическими методами в Крыму (Попович, 1975).

**Оползание мезоблоков.** В 50-х годах в результате работ Института океанологии АН СССР на Западном Кавказе, в районе п-ова Абрау выделен оползневой тип побережья и шельфа. Позднее это явление детально изучено А.Б. Островским (1970), В.П. Солоненко и В.С. Хромовских (1974). Причинами отрыва мезоблоков (размеры их от 0,1–0,2 до 1–2 км, оползания их на расстояние до 3 км от берега до глубин 40 м, где располагается подводная терраса новозевксинскокарангатского возраста) являлось залегание плотных мергелей (свита Цице) на поверхности глинистых пород, наклон пластов к морю и наличие серии крупных тектонических трещин, параллельных берегу. Очень важным фактором подобных явлений в зонах сбросового типа является повышенный уровень сейсмичности, который приурочен к зонам Южный Крым – п-ов Абрау (Ризниченко, 1974). Сравнительный палеосеймотектонический анализ (Солоненко, Хромов-26

ских, 1974) показал, что в районе Абрау наблюдаются феномены палеоземлетрясений. Надо отметить, что, по нашим наблюдениям, наземные аналоги крупных оползней развиты чрезвычайно широко. Таковыми являются классические сейсмогравитационные оползни Средней Азии: Искандеркуль, Сарычелек, Хаит. Морфоструктурная позиция этих оползней наминает позицию оползней района Абрау (пересечение линеаментов).

Наиболее типичные размеры оползневых тел также соизмеримы (до 1 — 3 км). Наряду с оползанием крупных тел и глыб образуются селеобразные каменные глетчеры, гигантские осыпи и т.п.. Результатом является накопление олистостром (Flores, 1955; Щерба, 1975).

Не рассматривая здесь особенности береговых процессов, литература по которым весьма обширна, можно отметить, что в пределах флексурных и особенно аккумулятивных шельфов более широко, чем оползни, развиты гравитационные суспензионные течения и потоки.

Работами В.П. Зенковича и др. (1975), Г.А. Сафьянова (1975) прослежен процесс поступления речного аллювия на взморье, его спорадическое накопление в прибрежной зоне и периодический уход в подводные каньоны. Подобные процессы особенно характерны для Пицунды, Адлера, косы Слепиковского на Сахалине (Александров, Ионин, 1974), т.е. для участков резкого сужения шельфа.

Наиболее сложная задача — реконструкция истории развития сбросовых зон, в пределах которых террасы и осадки на шельфе пользуются незначительным развитием. По существу речь идет о возможности оползания в ископаемых разрезах осадков, свидетельствующих о существовании в прошлом палеогеоморфологической обстановки типа материковых склонов. Для этого перспективен анализ осадков флишевой формации.

Исследования флиша в различных районах доказывают его приуроченность к участкам исключительно высокой тектонической и сейсмической активности в прошлом, т.е. к переходным палеозонам сбросового типа (Вассоевич, 1951; Кюенен, 1969; Леонов, 1972; Супруненко, 1974). Для турбидитов как современной или ископаемой фации эта закономерность не обязательна, они могут быть продуктом локальных суспензионных потоков, не связанных с тектоникой. Для флиша как формации большой мощности характерна высокая тектоническая подвижность в течение продолжительного времени. Анализ современных разрезов приводит к выводу, что так же, как подводные лавы (спиллитово-кератофировая формация), наиболее характерны для склонов глубоководных желобов вблизи вулканических островных дуг, флишевая формация наиболее типична для невулканических материковых (островных) склонов.

Другим важным признаком древних сбросовых переходных зон могут служить разнообразные палеосейсмодислокации, кластические (нептунические) дайки, осадочные брекчии. В ряде работ (Верзилин, 1974; Хворова, 1974; Александров, Занюков, 1969) на основе изучения подводно-оползневых деформаций и нептунических даек в палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложениях Урала, Ферганы, Сахалина намечается методика их использования для реконструкции палеогеоморфологии: интенсивности тектонического режима, уклонов дна, расположения подводных морфоструктур, глубины накопления осадков и т.д.

## Выводы

1. Выделяется три типа переходных зон: сбросовые, флексурные и аккумулятивные. Каждому типу присущи свои особенности морфоструктуры прилегающей суши, побережья, шельфа и континентального склона. Динамические и палеогеографические характеристики тесно связаны и также определяются типом морфоструктуры переходной зоны.

2. Шельф как часть переходной зоны является предметом изучения как морской геоморфологии, так и геоморфологии суши, поскольку его строение зависит от особенностей морфоструктуры и морфоскульптуры надводного рельефа.

3. Появление большого числа новых работ по изучению шельфов вызывает широкий интерес к их морфоструктуре, динамике и истории развития. Особый интерес проявляется к флексурным и аккумулятивным шельфам Сахалина. Геофизические и геологические работы во многом углубляют наши знания о шельфе, подтверждают большинство ранее высказанных предположений (наложенность прогиба пролива Лаперуза и глубоководных впадин). Местами, однако, выделенные по геофизическим данным структурные границы не выражены в современном рельефе, например, имеющая принципиальное значение граница Сусунайского наложенного прогиба и Корсаковского поднятия (Гнибиденко, Снеговской, 1975; Красный и др., 1975). Важным направлением дальнейших исследований шельфов являются палеогеоморфологические работы, что особенно важно в связи с перспективами подводного бурения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Александров С.М.* Остров Сахалин. Серия "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока". М., "Наука", 1973.
- Александров С.М., Занюков В.Н.* О меридиональных и субширотных разломах Лютогской депрессии (Южный Сахалин). — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 3.
- Александров С.М., Ионин А.С.* О строении и развитии дельты рек Мзымты и Псоу (Адлеровский аккумулятивный выступ). — Геоморфология, 1974, № 4.
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М., "Недра", 1975.
- Васильев Б.И., Туезов И.К., Егорова М.Г., Подзорова Д.И., Таблягова Л.А.* Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины. — Советская геология, 1975, № 10.
- Вассович Н.Б.* Условия образования флиша. М.—Л., Геосеолтехиздат, 1951.
- Верзилин Н.Н.* Использование следов подводно-оползневых деформаций и непунических даек для решения вопросов литогенеза. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Герасимов И.П., Живаго А.В., Каржуев С.С.* Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой глобальной тектоники плит. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1974, № 5.
- Герасимов И.П., Зимина Р.П., Котляков В.М., Лиленберг Д.А., Преображенский В.С.* Научные итоги Франко-Советского симпозиума "Альпы—Кавказ". — Изв. АН СССР, сер. географ., 1975, № 2.
- Гнибиденко Г.С., Снеговской С.С.* Структурная связь Сахалина и Хоккайдо. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 6.
- Зенкович В.П., Кикнадзе А.Г., Меньшиков В.Л., Орлова Г.А.* Геоморфологические наблюдения на материковом склоне и в подводных каньонах Пицунды. — Сообщ. АН Груз. ССР, 1975, т. 78, № 1.

- Карсаков О.Д., Лебедев Л.И., Юнов А.Ю.* Строение краевых зон шельфа и континентального склона внутренних морей. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Красный М.Л., Павлов Ю.А., Снеговской С.С., Васильев Б.И., Куликов А.А., Косягин В.Ю.* Геологическое строение дна залива Анива по результатам комплексных геофизических исследований. — Докл АН СССР, 1975, т. 222, № 2.
- Кювенен Ф.* Экспериментальные исследования суспензионных потоков. — В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир", 1969.
- Леонов М.Г.* Флиш — образование подводного склона. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 2.
- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинина Л.И.* Площади основных морфоструктурных элементов дна Мирового океана. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 6.
- Маловицкий Я.П., Терехов А.А.* Тектоническое районирование и история геологического развития Восточного Причерноморья (С.-З. Кавказ, Западная Грузия) и прилегающей акватории Черного моря. — В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев, 1974.
- Островский А.Б.* Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье северо-западного Кавказа. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., "Наука", 1970.
- Полович В. Е.* Причерноморский тектонический покров. — Советская геология, 1975, № 9.
- Ризниченко Ю.В., Друма А.В., Степаненко Н.Я.* Карта сейсмической активности Причерноморья. — В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев, "Штиинца", 1974.
- Сафьянов Г.А.* Подводные каньоны, их динамика и взаимодействие с береговой зоной. Автореф. доктор. дис. М., 1975.
- Снеговской С.С., Александров С.М.* О тектонике западного борта Курильской котловины. — Геотектоника, 1971, № 5.
- Соловьев С.Л., Туезов И.К., Тютрин И.И.* Результаты комплексных геолого-геофизических исследований залива Терпения о. Сахалин. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4.
- Салоненко В.П., Хромовских В.С.* Мощные землетрясения Большого Кавказа. — Природа, 1974, № 6.
- Супроненко О.И.* К сравнительной характеристике флиша и современных турбидитов. — Океанология, 1974, № 5.
- Хворова И.В.* Кремневые брекчии в палеозое Южного Урала. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 8.
- Щерба И.Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5.
- Flores J.* Discussion. 4th World Petrol. Congress, Roma, 1955.

*Г.А. Сафьянов*

## ПОДВОДНЫЕ КАНЬОНЫ — ИХ ДИНАМИКА И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С ВЕРХНЕЙ ЧАСТЬЮ ШЕЛЬФА

В развитии литосферы нашей планеты важнейшим звеном следует считать сток терригенного материала через береговую зону на шельф и далее на большие глубины. Одним из наиболее наглядных механизмов такого стока являются литодинамические процессы в прорезающих шельф каньонах. Каньоны, будучи важнейшим звеном общего стока материала суши в океан, серьезным образом влияют на динамику и развитие берего-

вой зоны в районах своего существования, и в свою очередь их динамика и развитие непосредственно зависят от процессов береговой зоны.

Уникальным объектом для исследований взаимодействия подводных каньонов и береговой зоны является восточная часть Черного моря. Каньоны Черного моря по мощности происходящих в них литодинамических процессов не уступают большинству хорошо изученных каньонов Тихого океана.

Литодинамические процессы в верховьях подводных каньонов могут быть подразделены на гидрогенные и гравитационные. К гидрогенным процессам относятся перемещение наносов волнением и течениями, приливами и внутренними волнами, к гравитационным процессам — обвалы, оползни, течение осадков и суспензионные потоки.

Исследования течений в подводных каньонах выявили знакопеременные движения воды в придонном слое (Shepard a. Marshall, 1973; Shepard a.o., 1974). Период пульсаций скоростей во многих случаях удовлетворительно коррелируется с периодом приливов или с периодом внутренних волн. Многократно наблюдались скорости течений, достаточные для переноса песчаных частиц по дну каньона. Суммарный перенос жидкости в придонном слое почти неизменно направлен вниз по каньону. Иногда в каньонах регистрировались сильные течения, которые наблюдались при действии разрывного течения, либо в условиях крупной зыби и сильного ветра с берега.

В ряде каньонов обнаружены морфологические признаки действия суспензионных потоков, а также присутствие отложений, которые могут быть им приписаны. В некоторых каньонах непосредственными измерениями мутности показана возможность действия суспензионных потоков малой плотности. На тальвегах других каньонов происходили обрывы телеграфных кабелей, причиной которых являются, по всей вероятности, оползни или суспензионные потоки большой плотности. Часть таких наблюдений относится и к верховьям подводных каньонов.

Разнородные факты, рассмотренные в совокупности, дают убедительное доказательство действия мутьевых потоков в верховьях каньонов. Частое отсутствие отложений суспензионных потоков в руслах каньонов, возможно, связано с тем, что их верховья представляют собой область преимущественно эрозионную, тогда как средняя часть — преимущественно транзитную и лишь низовья каньонов перспективны для поисков прямых признаков воздействия суспензионных потоков.

Даже если считать, что в верховьях каньонов действуют лишь суспензионные потоки малой плотности, то и тогда приходится отмечать их огромный литодинамический эффект. Он отнюдь не сводится к транспорту по каньонам мелкодисперсной суспензии. Действие суспензионных потоков малой плотности приводит к асимметрии периодических знакопеременных течений на дне каньонов, которые связываются с внутренними и приливными волнами, и, таким образом, делает возможным транспорт даже крупнообломочного материала вниз по подводным каньонам.

Нет необходимости ограничивать и роль суспензионных потоков большой плотности. Наиболее перспективной областью их обнаружения являются верховья каньонов, примыкающие к устьям рек.

Важнейшее значение среди гравитационных процессов имеют оползни, течения осадков, а также обвалы. Обильные проявления гравитационных процессов в верховьях каньонов объясняются существованием здесь крутых уклонов, обуславливающих относительно большую роль силы тяжести, интенсивным осадконакоплением и существованием ряда "спусковых" механизмов, не имеющих гравитационной природы, но приводящих к действию гравитационных процессов. В отдельных случаях эти процессы фиксируются по морфологическим или иным косвенным признакам, в других случаях удавалось их наблюдать непосредственно.

Основными причинами как обваливания, так и оползания осадков являются перегрузка от собственного веса, динамические воздействия, повышенное давление поровых вод в толще осадка. Воздействие волнения, в частности, может приводить к оползанию поверхностного чехла осадков, чему в особенности благоприятствует слоистая структура осадочной толщи с резкими изменениями по вертикали коэффициента фильтрации (Пыхов, 1973).

Воздействие волнения не является необходимым для возникновения оползней. Во многих случаях на предустьевых взморьях рек возможно отложение значительных линз песчаных неуплотненных осадков, которые в последующем перекрываются толщей илистых и алевроитовых слабо фильтрующих осадков. При продолжающейся седиментации и уплотнении песчаной линзы происходит фракционирование поровой воды и вся вышележащая толща оказывается залегающей на линзе воды, которая находится в условиях всестороннего сжатия. Такое положение неустойчиво и, как показывают наблюдения в лаборатории, неизменно сопровождается оползанием вышележащей толщи осадков. Наличие фракционированной воды в толще оползня способствует его переходу в суспензионный поток. По-видимому, этот механизм разжижения осадков оползневой массы является важным наряду с механизмом фронтального перемешивания (Allen, 1971).

Почти всегда при наличии в верховьях каньонов ярких морфологических, а иногда и литологических признаков оползней, в средних и нижних частях каньонов обнаруживались хорошо отсортированные осадки, что доказывает быстрое превращение оползня в суспензионный поток.

Сильные сейсмические воздействия нарушают устойчивость осадков и вызывают появление оползней на крутых склонах. Но и малые землетрясения, по-видимому, способны вызывать медленное движение осадков по дну каньонов. Однако такой механизм, хотя, вероятно, и участвует в транспорте осадков по каньонам, не в состоянии объяснить превращения оползня в суспензионный поток и сортировки осадков вдоль каньона, а также по вертикали толщи.

Для русел каньонов установлены многочисленные признаки поступления осадков из береговой зоны. В некоторых случаях движение наносов удалось фиксировать непосредственно подводными наблюдениями или повторными съемками рельефа морского дна, а также экспериментами с люминесцентными песками.

Важным методическим приемом, позволяющим наиболее эффективно изучать взаимодействие подводных каньонов и береговой зоны, является

анализ баланса наносов в пределах единой литодинамической системы. Так, на побережье восточной части Черного моря по направлению вдоль берегового перемещения наносов выделяются семь балансовых участков, каждый из которых является областью конвергенции вдольбереговых потоков наносов (рис. 1). Даже если бы не существовало естественной изолированности этих областей друг от друга, все же на флангах береговой зоны от р. Псоу до р. Чорох направление вдольберегового перемещения наносов встречное. Таким образом, все побережье можно рассматривать как замкнутую во вдольбереговом направлении литодинамическую систему.

Пять крупнейших рек Закавказья — Бзыбь, Кодори, Ингури, Риони, Чорох — выносят 93% суммарного объема твердого стока всех рек этого района (Мандыч, 1967). Рассмотрение бюджета наносов береговой зоны в их предустьевых частях приводит к заключению, что основная доля наносов, выносимых ими, уходит за пределы береговой зоны по подводным каньонам. Вполне реальной, в связи с учетом песчаных наносов рек, является оценка ухода наносов в каньон, составляющая не менее 50–75% от твердого стока рек. Чорохский подводный каньон, например, поглощает не менее 90% твердого стока р. Чорох.

Сток осадков в приустьевые каньоны, по крайней мере, на порядок, а иногда и на два, превосходит потери осадков в каньоны латерального питания, получающие осадки при их вдольбереговом перемещении.

Сопоставляя баланс наносов береговой зоны районов, имеющих различный годовой приток осадков из рек, приходим к парадоксальному заключению: чем больше приток осадков в береговую зону, тем хуже бюджет наносов. Парадоксальность такой ситуации объясняется тем, что чем мощнее источник поступающего обломочного материала, тем скорее достигается динамическое равновесие в пределах системы подводный каньон — береговая зона, при котором приток осадков в береговую зону полностью уравновешивается их стоком по приустьевым каньонам. Рост объемов стока осадков в каньон является основной причиной усиления его врезания. Следовательно, движение наносов по подводным каньонам представляет собой важнейший источник энергии для формирования их рельефа. Это заключение подчеркивается увеличением морфологической выраженности каньонов при росте объемов осадков, ими поглощенных, в частности, характером батиграфических кривых верховьев каньонов и смежных пространств береговой линии (рис. 2).

Краткий обзор особенностей литодинамики каньонов приустьевого и латерального питания приводит к следующим сопоставлениям:

1. Поступление осадков в приустьевый каньон определяется в основном режимом стока реки и материальным составом твердого стока, тогда как поступление осадков в каньон латерального питания определяется поперечной структурой вдольберегового потока наносов, т.е. распределением расхода потока наносов и его материального состава по ширине полного сечения потока.

2. Объемы поступлений в каньон зависят от объема твердого стока и расхода вдольберегового потока наносов, составляя обычно большую часть как твердого стока, так и расхода вдольберегового потока. В коли-

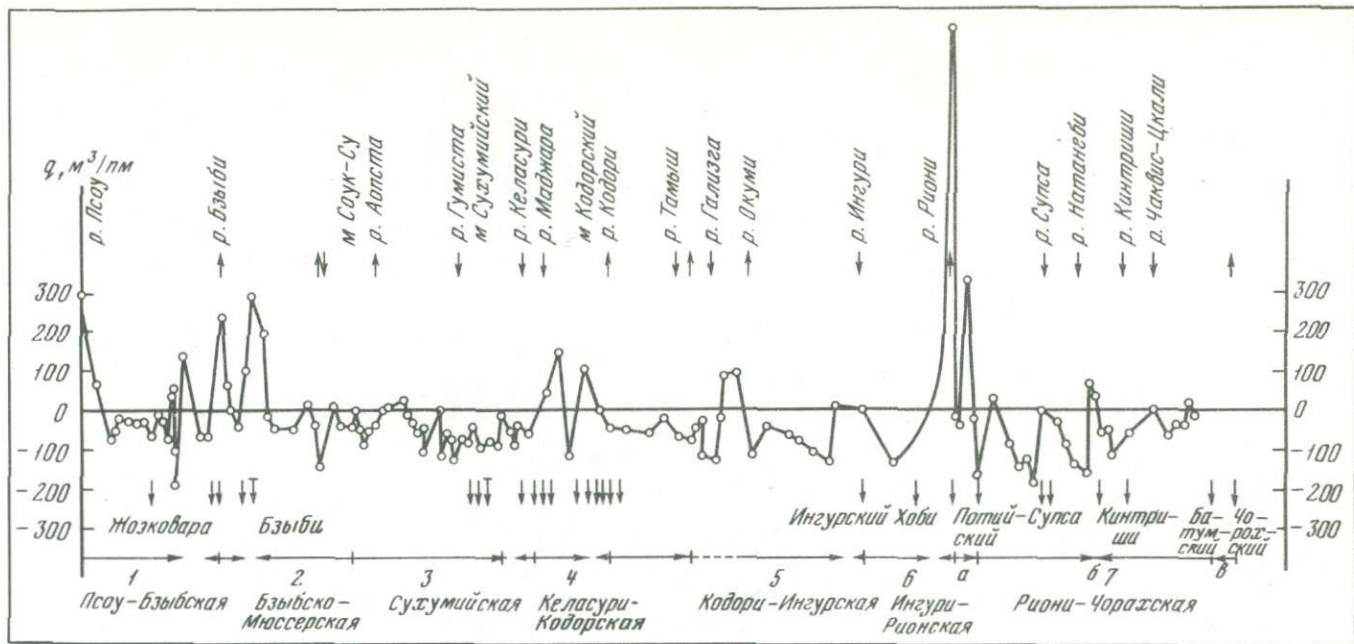


Рис. 1. Балансовая кривая береговой зоны восточной части Черного моря

В верхней части направлением вертикальных стрелок указано восходящее или нисходящее развитие русел низовьев рек. В нижней части вертикальные стрелки — местоположение важнейших подводных каньонов, номера — области конвергенции вдольбереговых потоков наносов, имеющие на рисунке названия. Направление вдольберегового перемещения наносов соответствует направ-

лению горизонтальных стрелок (вертикальные разделяющие штрихи разграничивают области конвергенции потоков наносов, а также обозначают искусственные препятствия вдольбереговому перемещению наносов в виде молов портов). Масштаб горизонтальный: в 1 см — 10 км расстояния вдоль берега, вертикальный: в 1 см — 100  $\text{м}^3/\text{пог. м}$  линии берега. (Каждая точка на графике получена сравнением двух поперечников за период 1959—1965 гг.)

чественном отношении потери осадков в приустьевые каньоны намного превосходят потери осадков в каньоны латерального питания.

3. Верховья каньонов латерального питания тяготеют к зоне первичного разрушения крупных штормовых волн, тогда как для приустьевых каньонов часто наблюдается гораздо более глубокое расположение их верховьев.

3. Приустьевые каньоны, как правило, развиваются в условиях выдвигающейся суши, положительного или равновесного бюджета наносов предустьевого взморья. Каньоны латерального питания врезаются в свое ложе со скоростью, обеспечивающей литодинамическую связь с береговой зоной в условиях послеледниковой трансгрессии океана.

Установленные факты интенсивного влияния подводных каньонов на баланс наносов береговой зоны позволяют пересмотреть политику берегоукрепления в районах их существования, в частности, в пределах береговой зоны Западного Закавказья, сосредоточив внимание на использовании данных о балансе наносов береговой зоны и возможных путях его улучшения.

Для уменьшения потерь осадков в приустьевых каньонах может быть сформулирован общий методический подход, основанный на необходимости максимального рассредоточения твердого стока в пространстве и времени. В пространстве рассредоточение твердого стока достигается путем деления русел на ряд рукавов, впадающих за пределами воздействия каньонов. Во времени рассредоточение твердого стока может быть достигнуто "срезанием" пиков половодий гидротехническим регулированием и увеличением стока в период межени.

Для уменьшения потерь осадков береговой зоны в каньоне латерального питания основным приемом следует считать удаление его верховьев от главной трассы движения наносов. Это достижимо либо искусственным сдвигом верховьев каньона на большую глубину (заполнение верховьев каньона подходящим материалом или создание плотин на пути движения осадков вниз), либо удалением береговой линии от верховьев каньона посредством срезки осадочного чехла верхней части береговой зоны и перемещения наносов на участок их дефицита.

Во всем мире, в том числе и в нашей стране, расходуются огромные материальные ресурсы для поддержания в эксплуатационном состоянии подходных каналов многих крупных морских портов. Однако проблемы заносимости каналов не существует для портов, акватории которых расположены над подводными каньонами. Причина столь исключительного состояния в уходе наносов по каньонам на большую глубину. Классический пример использования свойства каньонов улавливать и отводить из береговой зоны наносы на большие глубины можно наблюдать около Батумского порта и каньона, а также в районе каньона Тру-Сан-Фон и порта Абиджан (White, 1959).

Одним из важных практических приложений явления необратимой транспортировки осадков волнового поля по каньонам служит заключение о возможности добычи наносов береговой зоны на участках, подверженных отрицательному влиянию подводных каньонов.

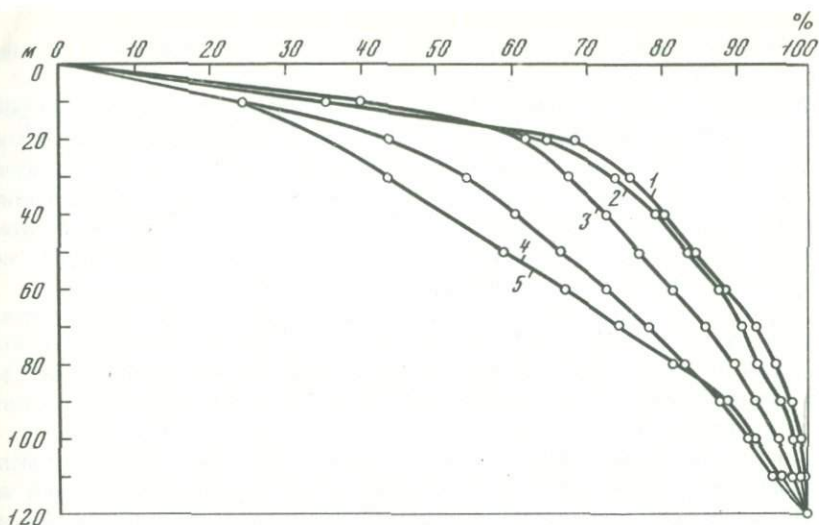


Рис. 2. Батиграфические кривые некоторых подводных каньонов Черного моря и окружающих их верховья пространств подводного склона до глубины по тальвегу каньона 120 м.

1 — Гумистинский район, 2 — Гумистинский каньон, 3 — Ингурский каньон, 4 — Потийский каньон, 5 — Чорохский каньон. (Характер батиграфических кривых обнаруживает зависимость от интенсивности процессов, происходящих в подводных каньонах: чем больше объем поглощаемых каньоном осадков, тем больше медианная глубина верховьев каньона)

Изучение роли приустьевых каньонов в поглощении аллювиальных выносов позволяет изменить отношение к гидротехническому строительству на некоторых реках. До получения фактов о роли каньонов в поглощении наносов, приносимых в береговую зону реками, считалось недопустимым перекрытие рек плотинами, вызывающими сокращение твердого стока и последующий размыв берегов в районе устья. Однако если надежно установлено, что основная часть твердого стока реки поглощается каньонами на ее предустьевом взморье, не следует препятствовать сокращению твердого стока, поскольку имеется возможность для систематической отсыпки некоторого объема крупнообломочного материала на пляжи, которые будут испытывать дефицит наносов.

Исследования вещественного состава наносов, уходящих из береговой зоны в подводные каньоны, показали, что существенную их часть составляют осадки органического происхождения. Значительные и постоянные перемещения осадков, включая их органическую часть, к устьям каньонов — возможный путь образования "ловушек" для нефти и газа в пределах отложений конусов выноса.

Известно, что в каньоны поступают огромные объемы наносов. Наилучшие условия предварительной дифференциации осадков имеют место в том случае, когда они достаточно длительное время находились в береговой зоне. Однако это происходит обычно на значительном расстоянии

от источника полезных минералов, а чем дальше от источника прошли наносы, тем меньше обыкновенно в них тяжелых минералов.

В других случаях осадки в каньон поступают непосредственно из речного русла. Если аллювий в изобилии содержит рассеянные тяжелые минералы, то можно ожидать их дальнейшей дифференциации в каньоне. Таким образом, имеются основания для открытия в каньонах скоплений тяжелых минералов, представляющих практический интерес. При этом перспективными на поиски полезных россыпей в каньонах следует считать прежде всего участки их дна, испытывающие эрозию.

Каньоны, перехватывающие часть расхода вдольберегового потока наносов, вызывают дефицит наносов ниже по потоку. Ввиду того, что в каньон попадает, как правило, наиболее мелкозернистая часть состава расхода ниже по потоку наносов происходит рост гидравлической крупности осадков.

Факты о глобальной роли каньонов в транспорте наносов из зоны мелководья на большие глубины представляют интерес для специалистов, интересующихся проблемой захоронения отходов промышленности. Но следует категорически запретить сбрасывание отходов производства в подводные каньоны. Многие ядовитые отходы производства накапливаются в мелкозернистых осадках береговой зоны в резко повышенных концентрациях. Именно мелкозернистые осадки обладают наибольшими возможностями для транспорта в верховьях каньонов, а затем и на поверхности конусов выноса. При современном уровне развития промышленности, огромных городов и чрезмерного применения удобрений и ядохимикатов на полях каньоны могут стать трассами отравления всего живого на морском дне.

Из всех геоморфологических провинций океана береговая зона в наибольшей степени подверглась отрицательному воздействию человека (Сафьянов, 1974). Она же имеет и первостепенное значение для человечества как важнейший источник возобновимых ресурсов и сырья. Последствия загрязнения береговой зоны, ее вод и осадков скажутся не только в подводных каньонах и конусах выноса, но и на абиссальных глубинах океана, имеющих литодинамическую связь с береговой зоной.

За пределами береговой зоны дно океана стало объектом хозяйственной деятельности человека в основном лишь десятилетия тому назад. Дальнейшее освоение человечеством пространств морского дна прибавит много проблем. Одна из них может быть названа и сейчас — это проблема подводной эрозии морских "почв", поскольку во многих странах мира морское дно рассматривается как средство сельскохозяйственного производства.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Мандыч А.Ф. Величина твердого стока рек Западной Грузии. — Вестник МГУ, сер. геогр., 1967, № 2.
- Пыхов Н.В. Движение масс на наклонном дне после нарушения их устойчивости. — Океанология, 1973, № 6.
- Сафьянов Г.А. Как защитить береговую зону? — Природа, 1974, № 6.
- Allen J.R.L. Mixing at turbidity current heads and its geological implication. J. Sedim. Petrol., 1971, N 1.

- Shepard F.P., Marshall N.F.* Currents along floors of submarine canyons. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, N 2.
- Shepard F.P., Marshall N.F., McLoughlin P.A.* Internal waves advancing along submarine canyons. Science, 1974, N 4121.
- White H.P.* The ports of West Africa. Some geographical considerations. — Tijdschr. voor economische en sociale geogr., 1959, N 1.

*И.Г. Вейнбергс*

**ЗАТОПЛЕННЫЕ РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ НА ШЕЛЬФЕ  
И СВЯЗЬ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ  
С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА  
(на примере шельфа Восточно-сибирского моря  
и юго-западной части Охотского моря)**

В морфологии и в строении толщ рыхлых отложений шельфа отражаются следы четвертичных колебаний уровня Мирового океана, которые в значительной мере были предопределены существованием и исчезновением материковых ледниковых покровов. В межледниковое время, когда уровень океана находился высоко, т.е. располагался на высотах, близких к современному уровню моря или несколько его превышал, на шельфе в основном происходило накопление прибрежно-морских или более глубоководных отложений. Во время ледниковой большая часть шельфа осушалась, и на нем осуществлялась геологическая деятельность континентальных процессов — рек, ледников, ветра и т.д. Этапы перехода от межледниковой к ледниковым эпохам характеризовались прохождением береговой линии через шельф, в результате чего поверхностные слои его отложений в это время подвергались более или менее интенсивному волновому воздействию.

На равнинном шельфе Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря прослеживаются древние, ныне затопленные береговые образования — бары, косы, пересыпи, аккумулятивные террасы и абразионные уступы, которые во многих случаях достоверно распознаются при анализе батиметрических карт.

По особенностям сохранности выделяются два комплекса береговых образований. Первый комплекс представлен морфологически ярко выраженными формами, которые четко увязываются в древние береговые линии. Данные палинологического изучения отложений ряда затопленных береговых форм этого комплекса свидетельствуют, что их образование происходило в позднем плейстоцене и в начале голоцена, т.е. во время поздне- и послеледниковой (голоценовой) трансгрессии моря.

Второй комплекс береговых образований представлен морфологически менее четко выраженными в основном аккумулятивными формами, которые обычно находятся далеко друг от друга и поэтому трудно увязываются в определенные береговые линии. Образование этих форм связано

с более древними, чем голоценовая трансгрессия, трансгрессивно-регрессивными этапами развития моря.

Затопленные ныне речные долины представляют собой другой крупный морфологический элемент шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря. По времени образования различаются: 1) долины, возникшие при низком стоянии Мирового океана во время предпоследнего ледниковья или более древних ледниковий, и 2) долины, возникшие во время последнего ледниковья.

Долины, образовавшиеся во время предпоследнего или более древних ледниковий встречаются довольно редко. Они сохранились в полузакрытых и закрытых заливах, не подвергавшихся значительному волновому воздействию трансгрессивно-регрессивных морских бассейнов.

Одна из таких долин находится в центральной части Чаунской губы Восточно-Сибирского моря (рис. 1). Это субмеридионально вытянутое понижение, шириной до нескольких километров и глубиной до 10 м, которое выделяется на равнине дна Чаунской губы и прослеживается на несколько десятков километров. На юге губы долина подразделяется на несколько более мелких долин, которые с приближением к берегу постепенно теряют свою морфологическую выраженность. На севере при выходе из Чаунской губы долина перегорожена крупной аккумулятивной формой — баром-пересыпью берега трансгрессивного бассейна последнего межледникового моря.

Чаунская затопленная речная долина характеризуется небольшими уклонами дна, террас не имеет и погребена под слоем ила мощностью до 14 м. По данным звуковой геолокации, коренное дно долины осложнено псевдоморфозами по крупным морозобойным клиньям (рис. 2), образовавшимся, очевидно, во время похолодания, связанного с последним (сартанским) оледенением.

Долины, возникшие во время последнего ледниковья, широко распространены на рассматриваемых шельфах. Они отличаются морфологической выраженностью. Их аллювиальные отложения прямо выступают на поверхность дна или перекрыты илистыми песчаными осадками небольшой мощности. Древние затопленные дельты, наблюдающиеся на бортах долин или у их окончаний, сопряжены с береговыми образованиями, возникшими во времени поздне- и послеледниковой (голоценовой) трансгрессии моря.

По самым общим особенностям морфологии и генезиса выделяются два основных типа долин: 1) долины, образовавшиеся при эрозионно-аккумулятивной деятельности рек атмосферно-грунтового питания, и 2) долины прорыва, образовавшиеся при деятельности рек озерного питания.

Долины первого типа характеризуются шириной до нескольких километров и глубиной до нескольких метров. В плане они образуют древовидные системы, которые обычно ориентированы поперек шельфа. В низовьях эти долины являются открытыми, в верховьях сопряжены с долинами современных рек. Некоторые долины времени последнего ледниковья начинаются и кончаются на шельфе. Это особенно характерно для долин юго-западной части Охотского моря (рис. 3, см. вкладку). Так, например,

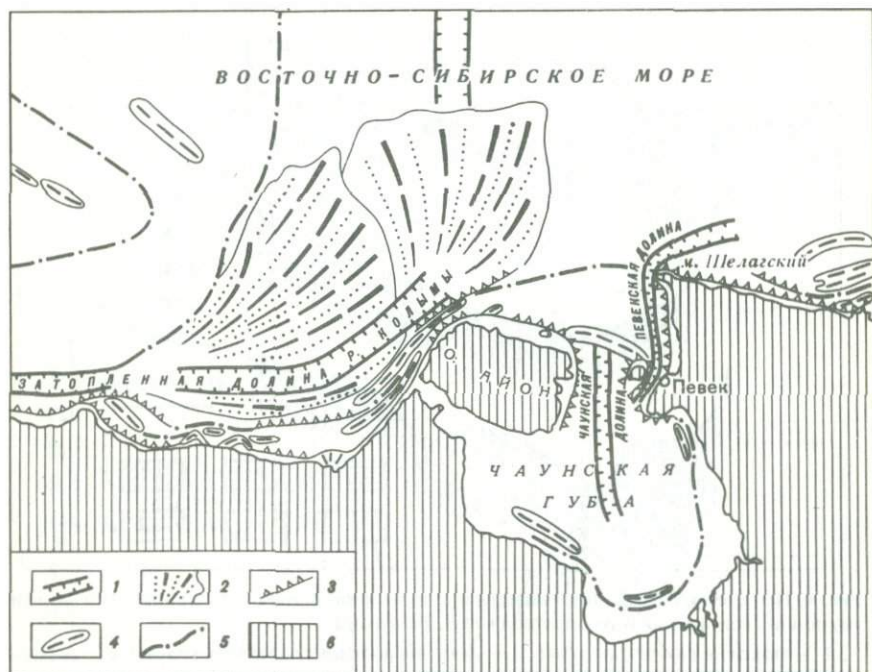


Рис. 1. Затопленные речные долины и древние береговые образования в пределах южной части Восточно-Сибирского моря

1 — затопленные речные долины; 2 — древняя дельта; 3 — затопленные абразионные уступы; 4 — затопленные береговые аккумулятивные формы; 5 — участки шельфа, где древние берега слабо выражены в рельефе; 6 — суша

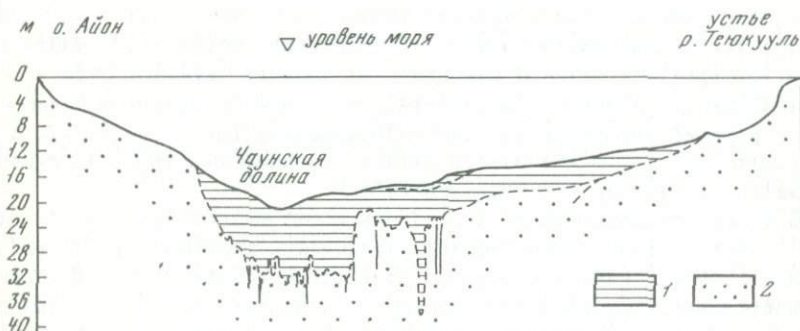


Рис. 2. Субширотный профиль через Чаунскую губу и Чаунскую затопленную долину (составлен по данным звуковой геолокации, интерпретация А.П. Валпетера)

1 — верхнетчетвичные морские глинисто-илистые отложения; 2 — песчаные континентальные и прибрежно-морские отложения верхнетчетвичного и более древних возрастов

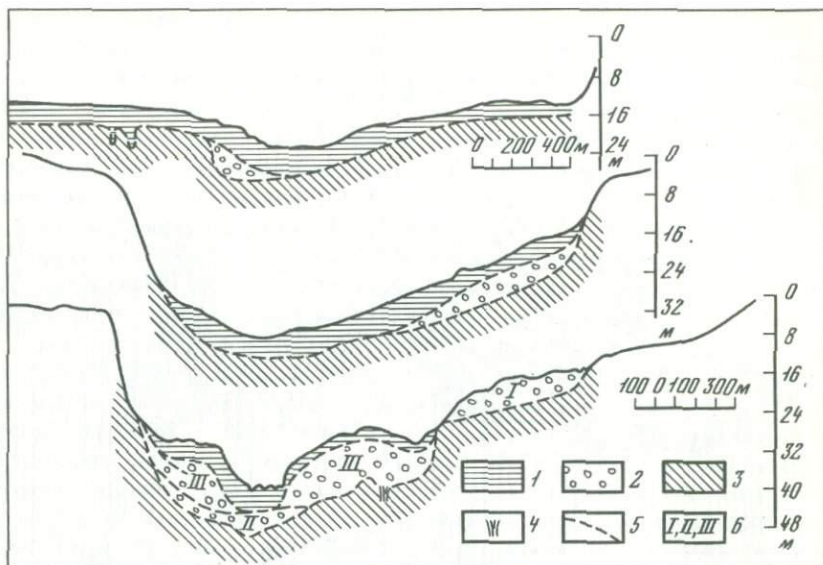


Рис. 4. Поперечные профили Певекской затопленной долины (составлены по данным звуковой геолокации, интерпретация А.П. Валпетера)

1 — морские глинистые илы; 2 — древние аллювиальные отложения; 3 — рыхлые песчано-алевритовые, реже гравийно-галечные четвертичные отложения, в которые врезана долина; 4 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 5 — границы осадков различных генетических типов; 6 — индексы аллювиальных свит Певекской долины

крупные древовидные в плане речные системы начинаются в средней части Удской губы и Ульбанского залива. Не связанные с современной речной сетью затопленные долины выделяются также в Тугурском заливе.

Долины прорыва в обоих концах открыты и верхним приподнятым концом отходят от впадин бывших озерных котловин. Характерным примером таких образований является Певекская затопленная речная долина, которая начинается в одноименном проливе Чаунской губы и Восточно-Сибирского моря и прослеживается на север до района м. Релагского и еще несколько северо-восточнее. Образование Певекской долины произошло при спуске остаточного водоема, существовавшего в понижении рельефа центральной части Чаунской губы.

В верхних днще Певекской долины имеет абсолютные отметки около  $-15$  м и, круто падая в северном направлении, опускается у г. Певек до отметок  $-53$  м. Сначала, между пос. Валькумей и Певекской нефтебазой, аллювий в долине встречается спорадически, на изолированных площадях (рис. 4). На дне в основном обнажаются более древние рыхлые отложения. Мощность слоя новейших илистых отложений, которые заполняют долину, достигает  $6-8$  м. Севернее, в районе г. Певека в долине появляются две террасы шириной  $0,3-0,7$  км, расположенные на отметках  $16$  и  $30-31$  м ниже уровня моря (рис. 4). Аллювиальные свиты террас имеют мощность  $6-12$  м. Кроме того, судя по данным звуковой геоло-

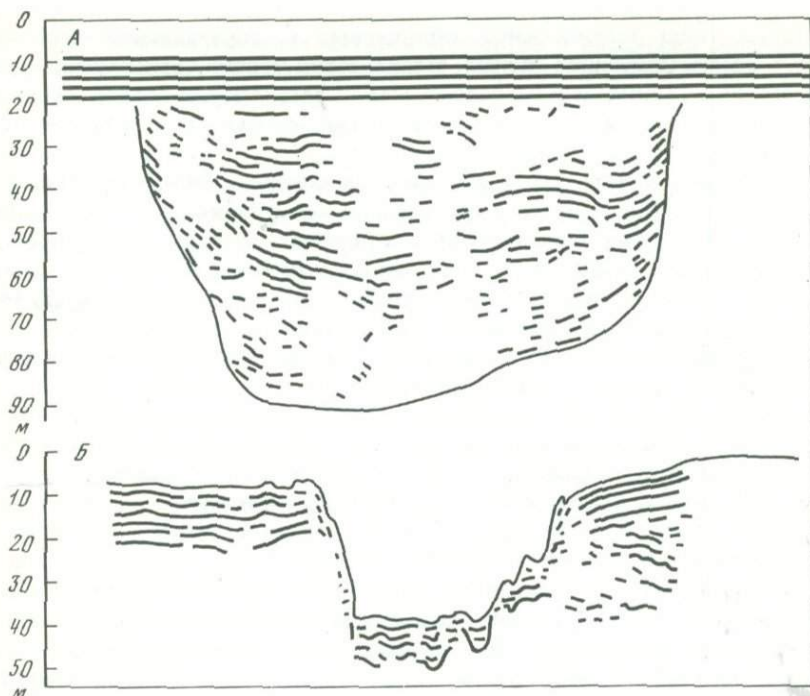


Рис. 5. Примеры геологического строения затопленных долин юго-западной части Охотского моря (по данным звуковой геолокации)

А — поперечный разрез Удской затопленной долины; Б — поперечный разрез затопленной долины в проливе Линдгольма

кации, на дне долины выделяется еще одна аллювиальная свита, погребенная под осадками нижней террасы. Мощность этой погребенной свиты около 5 м.

Северо-восточнее г. Певек днище рассматриваемой долины поднимается до абсолютных отметок  $-22$  м. Здесь долина отчасти заполнена глинистым илом, сползшим с ее крутых склонов. В районе пос. Апапельгино она перегорожена аккумулятивным телом затопленной береговой линии. В низовьях на участке пос. Апапельгино — м. Пелагский затопленная долина в значительной мере заполнена аллювиальным материалом, привнесенным в долину мелкими притоками. Поэтому Певекская долина на этом участке менее глубокая. Ее днище не спускается ниже абсолютных отметок  $-30$  м, а ширина составляет несколько километров. Начиная с района м. Шелагского и северо-восточнее до устья р. Куйвывеем долина резко расширяется. У самого мыса ее днище имеет отметки до  $-44$  м.

В развитии затопленных речных долин выделяются этапы, определенные колебаниями уровня моря. С регрессивными стадиями моря связывается образование вреза долины и ряда террас, которые, как, например, террасы Певекской долины, образовались при постепенном врезании рек. С трансгрессивными стадиями моря связывается накопление в долинах

мощных толщ аллювиальных образований и формирование лестницы дельт, соответствующих этапам стабилизации уровня трансгрессирующего бассейна. Такие дельты сопровождают затопленный участок долины р. Колымы и многие затопленные долины юго-западного шельфа Охотского моря.

Типичной долиной, почти до краев заполненной аллювием, является долина, прослеживающаяся в центральной части Удской губы (рис. 5, А). Эта долина, в плане обрисовывая ряд плавных изгибов, прослеживается в направлении с юго-запада на северо-восток на расстоянии 125 км, имея ширину несколько километров и глубину, обычно измеряющуюся несколькими метрами. Коренное дно долины, однако, находится значительно ниже. По данным звуковой геолокации, мощность аллювиальных отложений в долине достигает по крайней мере 80 м.

Следует отметить, что накопление мощных толщ аллювиальных отложений было возможно лишь в том случае, когда при поднятии уровня моря в долинах создавались условия для возникновения длительного гидродинамического подпора и река имела значительное количество влекомых наносов. В случае, если при трансгрессии моря долины оказались затопленными быстро, тогда не создавались условия сколь-нибудь значительного гидродинамического подпора и избыточная аккумуляция аллювиального материала в долинах не имела места, как этого не происходило и в долинах, реки которых не располагали достаточным количеством влекомых наносов. По одной из причин некоторые долины, развитые на шельфе, как, например, Певекская долина, или глубокая каньонообразная долина, которая прослеживается в проливе Линдгольма, севернее Тугурского полуострова (рис. 5, Б), почти не имеют аллювия, формировавшегося одновременно с поздней и послеледниковой трансгрессией Мирового океана.

*Е.В. Елисеева*

## К ВОПРОСУ О ДИНАМИЧЕСКОМ РАВНОВЕСИИ ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА

Процесс взаимоуправляемости водного потока и отмели развивается таким образом, что конечная стадия этого процесса соответствует наиболее устойчивой в данных условиях форме профиля и наименьшей затрате энергии волнового потока на преодоление сопротивлений. Интенсивность этого процесса находится в непрерывной и теснейшей связи с геологическими, геоморфологическими и климатическими условиями береговой зоны, что создает сложную динамическую систему.

Сама сложность динамической системы — так называемые "очень большие системы" по У. Эшби (1964) и "плохо организованные системы" по В.В. Налимову (1971) — определяется не столько количеством ее элементов, сколько обилием связей между элементами, системой и средой.

Системы сложного динамизма — это, по выражению У. Эшби, системы, перенасыщенные внутренними связями элементов и внешними связями со средой, и своеобразие их заключается в том, что все динамические системы, определяемые состоянием, селективны: в каком бы состоянии они ни находились вначале, они идут к состояниям равновесия. Однако равновесие всегда будет лишь приближенным, так как прежде, чем оно установится в отношении некоторых переменных величин, последние, или только одна из них, могут измениться, и станет необходимой новая форма. Но, как подчеркивал А. Болиг (1956), эти непрерывные изменения происходят и в одну, и в другую стороны от средней величины и являются необходимыми условиями динамического равновесия.

Задолго до первых системных представлений понятие равновесия уже существовало применительно к отдельным процессам, в частности к формированию устойчивого равновесия продольного профиля реки, что позднее оказало значительное влияние на представление о равновесии в береговой зоне. Еще В.М. Дэвис, развивая концепцию географических циклов, подчеркивал, что развитие форм рельефа можно полностью понять, только проследив обобщенный случай последовательных изменений поверхности, начиная от начальной стадии, через различные последующие. Высказанные Дэвисом положения в том или ином виде используются различными авторами в более поздних работах, посвященных динамике рельефа под воздействием экзогенных факторов.

Наиболее емкое и обобщающее определение равновесия, относящееся в равной мере как к деятельности рек, так и к большинству физических процессов на поверхности земли, дал В. Пенк (1961). Он писал, что "поверхность Земли является... полем деятельности сил, направленных друг против друга, причем действие одной из них зависит от предшествовавшего действия другой. На всех такого рода поверхностях... существует стремление восстановить физическое равновесие. Такое равновесие... господствует на поверхности Земли тогда, когда экзогенные и эндогенные процессы, поднятие и снос, погружение и накопление протекают с одинаковой скоростью, а не тогда..., когда оба процесса затухают" (стр. 51). Таким образом, наблюдаемое равновесие является динамическим.

Первое определение динамического равновесия, данное Дж. Плейфром, приведено А. Болигом (1956): "Лапласовская система Мира подвержена постоянным изменениям, но последние не переходят известных границ и взаимно компенсируются, так что среднее состояние всегда остается устойчивым" (Болиг, стр. 27). Рассмотрев большое количество работ, посвященных профилю равновесия рек, А. Болиг уточняет это понятие и выводит некоторые следствия, вытекающие из него. Отдельные следствия, по нашему мнению, могут быть отнесены к профилю равновесия подводного склона. Так, например, "реальный профиль может находиться выше или ниже профиля равновесия: в первом случае будет происходить эрозия, во втором — отложение" (стр. 87). Или, "если предположить отсутствие резких нарушений в развитии, профиль будет приближаться все более и более замедленно к пределу, которого... он никогда не достигнет" (стр. 101). Здесь же А. Болиг отмечает, что если понятие "пределный профиль" вполне приемлемо с точки зрения инже-

нера, рассматривающего относительно короткие отрезки времени, то оно непригодно в геологическом масштабе времени. И далее, имея в виду взаимодействие водной среды и размываемого дна, он подчеркивает, что в этом крайне сложном явлении, в котором взаимодействуют силы и сопротивления, непрестанно изменяющиеся, единственной неизменной величиной является постоянство равновесия — равновесия не воображаемого, статического, а вполне реального динамического и всегда представляющего временное состояние.

В других трудах в различных модификациях разрабатываются отмеченные выше положения (Девдариани, 1967; Зенкович, 1962; Леонтьев, 1961; Лонгинов, 1963; Шайдеггер, 1964). При этом определения профиля динамического равновесия наиболее убедительными представляются в двух крайних случаях: когда эти определения относятся к равновесию в глобальном масштабе и к равновесию отдельных, чаще гипотетических профилей. Первые приведены в работах по геоморфологическому анализу, вторые — в работах по инженерным расчетам устойчивых предельных откосов.

Таким образом, анализ развития представлений о природе профиля динамического равновесия, в частности подводного берегового склона, показал, что, несмотря на наличие сложившихся на эвристическом уровне описаний, само определение понятия еще далеко от завершенности и, видимо, не может быть исчерпано в одном определении. В связи с этим на основе проведенных нами экспериментов в волновом лотке (Роговский и др., 1972) и анализа данных натуральных наблюдений, попытаемся сформулировать такое определение, рассматривая энергетический баланс побережья с позиций геоморфологии и в терминах математической статистики.

Предварительно следует отметить, что в понятиях современной общей теории систем система представляет собой "множество объектов, которые обладают заранее определенными свойствами с фиксированными между ними отношениями" (Уемов, 1968).

Схематично это определение записывается как  $R[(m)P]$  или  $P[(m)R]$ , где  $R$  — отношения,  $P$  — системообразующее свойство,  $m$  — множество элементов.

При этом  $R$  и  $P$  за скобками выбирается произвольно,  $m$  — может иметь только значения, согласующиеся с  $R$  и  $P$ .

При выделении равновесного состояния в сложных динамических системах, которыми являются участки побережья и отдельные поперечники, роль "системообразующих факторов"  $P$  могут выполнять и условия диссипации энергии, и морфометрия профиля, и статистические характеристики.

С энергетической точки зрения, согласно известному началу Даламбера, при равновесии какой угодно системы сумма сил действующих, сил энергии и сил сопротивления равна нулю. Следовательно, динамическое равновесие подводного берегового склона может наступить лишь в том случае, когда производная по времени от плотности волновой энергии на поверхности подводного склона (сила действующая) будет уравновешена сопротивляемостью пород, слагающих склон и приурезовый участок берега, и размывающим действием волнения.

Это утверждение, однако, не означает отсутствия движения частиц на поверхности подводного склона. Такое движение возможно и оно не нарушает динамического равновесия при условии, что литологическая разность данной подсистемы (профиля, участка и т.д.) не претерпевает изменений в объемном отношении. Последнее обеспечивается сопредельными подсистемами, либо перемещения носят колебательный, периодический характер или представляют собой результат транзитного переноса наносов через данную подсистему.

Теоретически действующие силы (энергия волнения) в пределе стремятся привести профиль подводного склона к горизонтальной поверхности. Но так как в природе это условие не осуществляется из-за наличия сил сопротивления, то профилем динамического равновесия можно считать профиль, обеспечивающий наименьшую затрату энергии волнового потока на преодоление сопротивлений. Или другими словами — это профиль, обеспечивающий в каждой своей точке условия минимума диссипации энергии в данной гидродинамической и геологической ситуации.

С позиций геоморфологии под профилем динамического равновесия подразумевается профиль, сформированный данными гидродинамическими условиями и меняющийся при изменении последних.

В лабораторных условиях (в волновом лотке), после прохождения порядка 50–60 тыс. волн, в песчаном откосе вырабатывается профиль, на котором возвратно-поступательное движение отдельных песчаных частиц не меняет его форму в целом. Таким образом, в идеальных условиях лотка (откос сложен из песка одной фракции и с откосом взаимодействуют правильные двухмерные волны постоянных для данного опыта размеров) мы получаем профиль динамического равновесия.

Обратимся к натурным условиям. Прежде всего литология донных отложений по своей неоднородности далека от условий лаборатории. Но даже не это является определяющим, хотя при регулярном волнении каждой литологической разности будет соответствовать свой профиль динамического равновесия. Основным является то, что исходить из модели одной системы регулярных волн нельзя — это противоречит данным натурных измерений. Непосредственно наблюдаемое волновое движение поверхностного слоя моря представляет собой результат сложного нерегулярного взаимодействия многих элементарных волн. Уже в момент своего зарождения под влиянием турбулентной пульсации скорости ветра волны имеют разные размеры. При усилении ветра взволнованная поверхность непрерывно усложняется. В результате любой элемент взволнованной поверхности является случайной величиной, поэтому однажды полученная запись волновых колебаний в фиксированной точке никогда не повторяется, а следовательно, не повторяются и формы, созданные ими на поверхности подводного откоса.

Если представить себе чередование на каком-то участке побережья слабых и сильных штормов, заведомо не принимая во внимание периоды развития и затухания их, то формы созданных ими профилей будут практически пределами в колебаниях отметок поверхности профиля. При этом, чем больше взятый отрезок времени, тем ближе к норме приход тех или иных штормов, следовательно, и форма поверхности отмели

в какой-то практически нефиксируемый момент времени будет занимать положение, соответствующее шторму, осредненному для гидрологических условий рассматриваемого района. Такой профиль, осредненный для данных экзогенных и неотектонических условий рассматриваемой территории, применительно к отрезку времени — шторм, сезон, гидрологический год, многолетний период — соответствует понятию профиля динамического равновесия.

В аспекте математического описания профиля динамического равновесия отметили в соответствии с природой рассматриваемого явления это может быть стохастическая модель, отражающая его вероятностные свойства. Подводный береговой склон является сложной динамической системой, изменяющейся под возмущающим воздействием на всю систему в целом изменений каждого элемента в отдельности. Отсюда вытекает трактовка устойчивости или равновесия как усредненного результата множества случайных, но скорелированных изменений как во внешней среде, так и внутри системы. В связи с этим устойчивость сложной динамической системы, а также ее подсистем и отдельных элементов приобретает статистический характер.

Так, если в целом процесс формирования отмелей, являясь динамическим процессом, должен выражаться в форме дифференциальных уравнений, то многофакторность и случайность проявления и сочетания факторов позволяет отдельные составляющие выразить статистически. Отсюда попытка построения детерминированных математических моделей профиля динамического равновесия подводного склона на каком-то этапе исследований может быть дополнена стохастической моделью динамики отмели, опирающейся на статистическое обобщение достаточно большого числа натуральных наблюдений.

Поэтому стохастическая модель профиля динамического равновесия подводного берегового склона может быть определена, как набор статистических характеристик случайных отклонений профиля от генерализованной поверхности (математического ожидания координат каждой точки профиля), обусловленных взаимодействием случайной последовательности гидрологических условий, характерных для данного района, с литологической разностью, слагающей дно на рассматриваемом участке побережья.

Попытка сведения рассматриваемых выше аспектов в едином определении не приводит к желаемому результату, делая такое определение либо слишком громоздким, при учете всех аспектов, либо узким при неучете какого-то из них.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Болгз А. Очерки по геоморфологии. М., ИЛ, 1956.  
Девдариян А.С. Математический анализ в геоморфологии. М., "Недра", 1967.  
Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.  
Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961.  
Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Налимов В.В. Теория эксперимента. М., "Наука", 1971.
- Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961.
- Розовский Л.Б., Елисеєва Е.В., Германов Ю.А. Экспериментальные исследования морфодинамики верхней части шельфа и влияния подводных разработок на устойчивость береговых склонов. — Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря (Батуми, 1971). Тбилиси, 1972.
- Уемов А.И. Системы и системные параметры. — В кн.: Проблемы формального анализа систем. М., "Высшая школа", 1968.
- Шайдеггер А. Теоретическая геоморфология. М., "Прогресс", 1964.
- Эшби У. Конструкция мозга. Усиление адаптации. М., "Мир", 1964.

Н.Ф. Глазовский

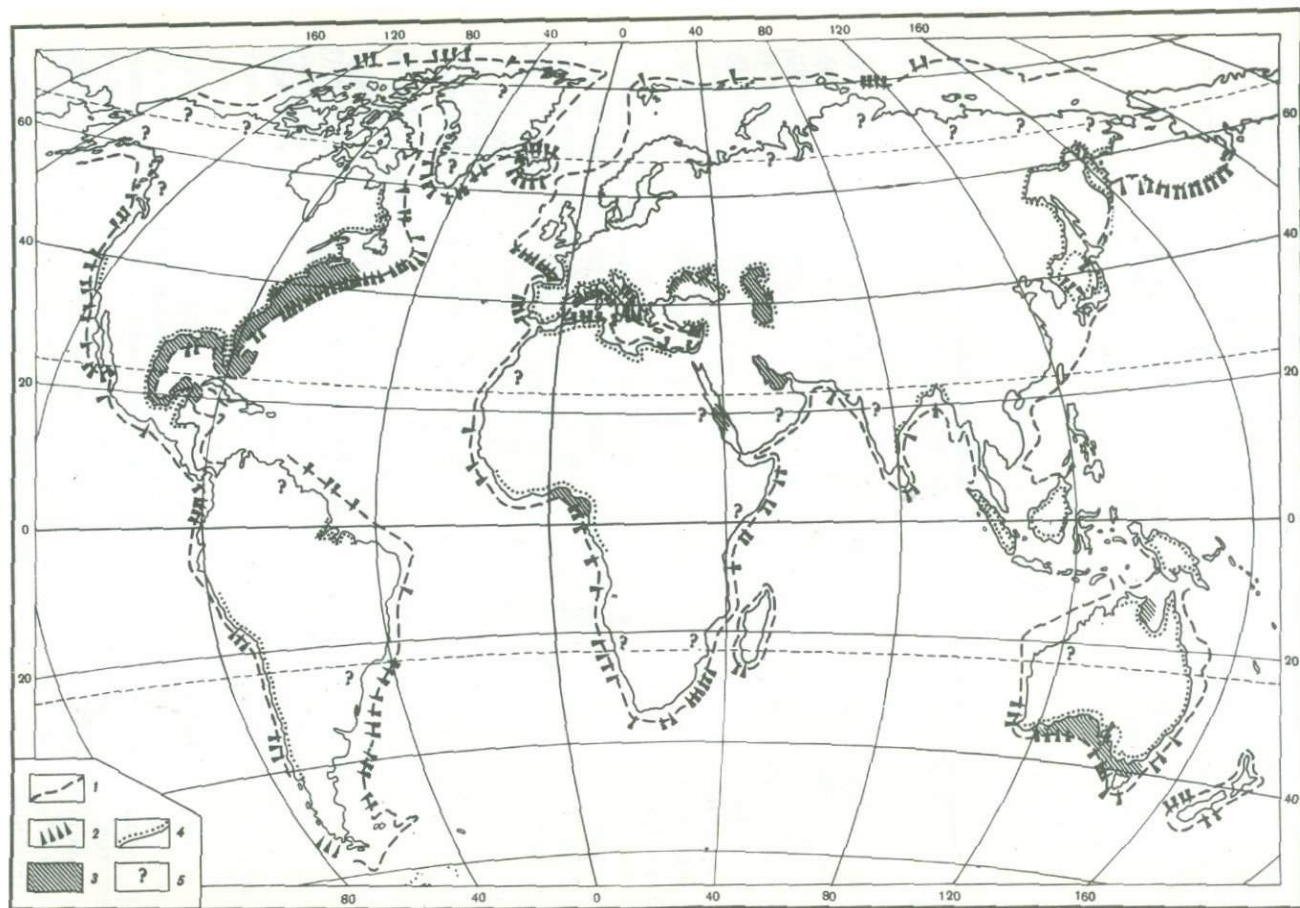
## РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ НА ШЕЛЬФЕ

Геоморфологическая роль подземных вод на суше широко известна и достаточно хорошо изучена. Наличие на дне морей в донных осадках седиментационных вод, а также инфильтрационных вод суши, внедряющихся по водоносным горизонтам на шельф и континентальный склон показывает, что и на дне морей подземные воды должны выполнять определенную геоморфологическую работу. Цель данной статьи привлечь внимание к некоторым процессам, в которых роль субмаринных подземных вод может быть велика.

**Роль подземных вод в образовании подводных каньонов.** По-видимому, впервые идею о связи подводных каньонов с разгрузкой подземных вод высказал Дж. Мильне (Milne, 1897), затем она была развита Г. Бенестом (Benest, 1899), С.Г. Горчейксом (Gorceix, 1922), Д. Джонсоном (Johnson, 1938, 1939). После критики Ф.Шепарда (Shepard, Emery, 1941) и создания Ф. Кюененом (Kuennen, 1953) гипотезы об образовании каньонов под действием мутьевых потоков, эта идея была отвергнута и забыта.

Основные возражения, которые приводятся против гипотезы связи образования подводных каньонов с разгрузкой подземных вод, сводятся к следующему (Shepard, Emery, 1941; Шепард, 1969): 1) субмаринные воды должны образовывать скорее местные углубления, чем долины; 2) на широком шельфе северо-западной Атлантики отсутствует подземная циркуляция, достаточная для образования каньонов; 3) каньоны отсутствуют в тех местах, где, казалось бы, имеются наиболее благоприятные условия для разгрузки подземных вод, например у берегов Флориды; 4) некоторые каньоны прорывают скальные породы.

Вместе с тем некоторые общие соображения и особенно ряд новых фактов, в частности, распространение на окраинах континентов каньонов и выходов подземных вод (рис. 1) заставляют, на наш взгляд, пересмотреть отношение к гипотезе о связи подводных каньонов с разгрузкой подземных вод. Отметим, что мы рассматриваем разгрузку подземных вод не как процесс, непосредственно образующий подводные каньоны, а



как один из факторов, облегчающих, а иногда и иницилирующих образование и рост каньонов.

Из приведенного выше первое возражение против связи разгрузки подземных вод с образованием подводных каньонов, по-видимому, справедливо лишь в том случае, когда разгрузка происходит из сцементированных карбонатных, интрузивных и некоторых эффузивных пород. При этом действительно образуются локальные углубления карстового или эрозийного происхождения. Но, если эти породы перекрыты неконсолидированными осадками, а также, если разгрузка происходит из песчаных или песчано-глинистых отложений, возможно образование и других форм рельефа.

Так, например, на западном побережье Каспия, в районе Набраки, южнее устья р. Самур, где в пляжевой и прибрежной зонах происходит интенсивная разгрузка грунтовых вод, песчаные отложения в местах наиболее активного выхода грунтовых вод находятся во взвешенном состоянии. На тех участках, которые расположены на небольшой глубине и во время волнения периодически обнажаются, можно заметить, как в результате выноса частиц над участками разгрузки образуются промоины глубиной 15–20 см и протяженностью 10–15 м. Такие же промоины мы наблюдали и на других морях, в частности на побережье Онежской и Унской губ Белого моря. Естественно, при разгрузке напорных подземных вод процессы нарушения консолидации донных отложений, облегающих их разрушение, должны иметь еще большие масштабы.

В последнее время получены данные, показывающие, что при разгрузке напорных подземных вод и в более глубоких частях моря в донных отложениях может создаваться аномальное распределение плотности. Так, в Черном море в районе Одессы первый напорный водоносный горизонт, расположенный на дне моря, перекрыт толщей глин мощностью 25–35 м. В некоторых районах в результате фильтрационного давления напорных вод на вышележащие глинистые отложения в последних создается аномальное распределение плотности, причем иногда глины имеют на глубине 30 м (от поверхности дна моря) консистенцию, равную 1, т.е. на границе текучести (Окольский, 1967). Такое аномальное распределение плотности установлено также в районе подводных древних речных ложбин Дуная и Сухого Лимана, где тоже происходит разгрузка подземных вод (Гончар, 1969). На наш взгляд, подводные оползни и суспензионные потоки часто могут зарождаться именно в местах разгрузки подземных вод, где донные отложения наиболее легко приводятся в тиксотропное состояние и при каком-либо внешнем воздействии, например землетрясении, могут легче, чем вне областей разгрузки, вовлекаться в движение. В некоторых случаях в местах наиболее интенсивной разгрузки подземных вод,



Рис. 1. Распространение подводных каньонов (по Леонтьеву и Сафьянову, 1973) и подземных вод инфильтрационного происхождения в Мировом океане

1 — бровка шельфа; 2 — подводные каньоны; 3 — области, в которых подземные воды инфильтрационного происхождения установлены на дне океана непосредственными наблюдениями; 4 — районы побережья, на которых, судя по гидрогеологическим условиям, возможен подземный сток в море; 5 — отсутствуют данные, которые позволили бы оценить возможность подземного стока в море

особенно на бровке шельфа и континентальном склоне, образование оползней и мутьевых потоков, по-видимому, возможно и без внешних воздействий, а только за счет непосредственного гидродинамического напора подземных вод.

Второе возражение — якобы отсутствие подземного потока на широком шельфе северо-западной Атлантики — опровергается непосредственными гидрогеологическими исследованиями. По данным американских гидрогеологов, практически на всем восточном побережье США происходит подземный сток в Атлантический океан и Мексиканский залив. Для примера отметим, что только для одного из районов о. Лонг-Айленд (штат Нью-Йорк) подземный сток в море составляет около 25 млн. м<sup>3</sup>/год (Pluhowski and oth., 1964). В этой части северо-атлантического шельфа подземные воды обнаружены бурением непосредственно на дне моря, на расстоянии 37 км от берега, напротив устья р. Делавэр, причем напор подземных вод превышал 9 м над уровнем моря (Corvin and oth., 1966). У берегов Флориды при бурении найдены пресные подземные воды на расстоянии 43 км от берега, причем их напор также превышал уровень моря (Kopout, 1966). Наконец, в этом же районе, напротив г. Джексонвилл, на расстоянии 120—130 км от берега и при глубине моря 200 м в скважине также обнаружены подземные воды с низкой соленостью (Manheim, 1967). Весьма концентрированная разгрузка подземных вод происходит и еще дальше от берега, на значительно больших глубинах. Так, в 1966 г. батискаф "Алюминаут" обнаружил на внутренней части плато Блейк, несколько южнее Саванны, 50-метровую депрессию на дне, заполненную водами с температурой на 2,5° ниже температуры окружающих морских вод (Manheim, 1967). Депрессия расположена в 200 км от берега на глубине 510 м. Эта аномалия также связана с разгрузкой подземных вод.

Гидрогеологические расчеты показывают принципиальную возможность субмаринной разгрузки инфильтрационных подземных вод и на больших глубинах и еще большем удалении от берега.

В ряде районов подземные воды обнаружены в непосредственной близости от подводных каньонов. Так, вблизи устья р. Нигер и неподалеку от одноименного каньона встречены напорные подземные воды в кайнозойских отложениях, причем дебит скважины составил 65 м<sup>3</sup>/сутки (Gulf . . . , 1964).

На возможность значительного проникновения инфильтрационных подземных вод на подводную окраину материков, кроме непосредственного обнаружения этих вод на шельфе и континентальном склоне, указывают также и многочисленные данные гидрогеологических исследований во многих районах побережья Мирового океана. Эти исследования выявили мощный поток подземных вод, который, судя по характеру падения напоров, должен продолжаться на расстояние нескольких десятков километров, а иногда и более от берега.

Необходимо отметить, что достаточно интенсивная разгрузка может быть связана с поступлением не только инфильтрационных, но и седиментационных вод, особенно, когда в породах, содержащих седиментационные воды, в результате тектонических движений сейсмического характера

возникают аномально высокие пластовые давления, которые и приводят к более интенсивному отжиму поровых вод и их разгрузке. Следовательно, области возможного влияния подземных вод на физико-механические свойства донных отложений захватывают не только районы морского дна, на которых происходит подземный сток с суши, но также и другие районы, где на дне распространены осадочные породы.

Отсутствие каньонов на шельфе Флориды, где заведомо происходит разгрузка подземных вод, по-видимому, связано с малой сейсмичностью этого района, по сравнению с более южными или более северными частями атлантического шельфа. Это, несмотря на благоприятные гидрогеологические условия, не позволяет зарождаться большому количеству мутьевых потоков, которые в свою очередь вызывают образование подводных каньонов. Вместе с тем, как на уступе от флоридского шельфа к плато Блейк, так и от плато Блейк к абиссальным частям океана, имеются ложбины, которые, по-видимому, представляют собой неразвившиеся каньоны.

Наличие каньонов в скальных породах не может служить возражением против участия подземных вод в образовании каньонов вообще. Действительно, когда весь каньон сложен скальными монолитными породами и особенно когда верховья каньона заходят в эстуарии рек (корсиканские каньоны), участие подземных вод в образовании каньонов должно быть минимальным. В этом случае движение эродирующих взвешенных частиц вызывается другими процессами, например стоковыми течениями. Но, если скальные породы трещиноваты, то некоторое участие подземных вод в образовании каньонов возможно, так как разгружающиеся в тальвеге зарождающегося каньона трещинные подземные воды могут приводить неконсолидированные осадки, обычно присутствующие в каком-то количестве на дне каньона, в текучее состояние. Кроме того, в верховьях многих каньонов, основная часть которых сложена скальными породами, залегают песчаные, часто аллювиальные отложения. Такое строение известно в каньонах Скрипс, Ла-Холья, Монтерей и др. (Шепард, 1969). В этих случаях значение подземных вод может быть более существенным, поскольку по песчаным отложениям может проникать подземный поток с суши и вызывать образование оползней и суспензионных потоков, которые и вырабатывают каньон.

В заключение отметим еще одну морфологическую особенность многих каньонов, связанную, возможно, с разгрузкой подземных вод, — наличие в верховьях многочисленных отвержков, что наблюдается, например, в каньоне Токио, а также в каньонах, прорезающих северо-западный атлантический шельф. В настоящее время нет удовлетворительного объяснения происхождения этих отвержков. Вместе с тем именно в результате разгрузки подземных вод, захватывающей значительную часть шельфа, и могли появиться условия для зарождения многочисленных притоков подводного каньона.

**Роль подземных вод в образовании карста на дне морей.** Достоверно известным, но также недостаточно изученным геоморфологическим процессом на дне морей, связанным с разгрузкой подземных вод, является образование карста. Карстовые источники на дне морей, известные уже Страбону и Лукрецию, распространены очень широко.

В Черном море карстовые источники известны на северо-восточном шельфе и континентальном склоне вблизи Кавказа, Крыма, а также у берегов Румынии. В Средиземном море субмаринный карст наиболее распространен у берегов Югославии и Греции. Известны также карстовые источники на шельфе и склоне вблизи побережья Ливана, Сирии, Израиля, Ливии, Италии, Франции, Испании и Гибралтара. В Атлантическом океане подводный карст изучен на шельфе и склоне Северной Америки, особенно на широте Флориды, а также в Мексиканском заливе, вблизи п-ова Юкатан, у Бермудских и Багамских островов, Ямайки и Кубы. В Индийском океане карстовые источники имеются в Персидском заливе, у архипелага Бахрейн. В Тихом океане подводный карст известен у берегов Австралии — в заливах Карпентер и Большом Австралийском, а также вблизи Филиппин и некоторых коралловых островов.

Карстовые формы рельефа на днѣ морей, связанные по своему происхождению с разгрузкой подземных вод, обычно представлены понорами, колодцами, воронками. Наибольшая ширина карстовых образований, судя по опубликованным данным, составляет десятки и первые сотни метров, а глубина достигает, по крайней мере, 50 м от поверхности морского дна, а вероятно, и глубже. Карстовые источники достоверно известны до глубин порядка 500 м, хотя имеются отдельные сообщения (Щукин, 1934), указывающие и на более глубокие выходы подземных вод, вплоть до глубины 700 м, т.е. значительно ниже возможного в прошлом понижения уровня Мирового океана. Это указывает на отсутствие в целом связи карстообразования с колебаниями уровня океана (Гвоздецкий, 1972). Представляет интерес классификация карстовых форм рельефа на дне морей по их генезису, так как установление заведомо субаэральных форм могло бы быть одним из доказательств колебаний уровня океана, а также индикатором тектонических движений.

Изучение подводного карста представляет и практический интерес. В настоящее время определяется возможность каптажа карстовых источников (Calvino, Stefanon, 1969). Кроме того, в связи с интенсивно возрастающими темпами морского строительства также необходимо изучение карстовых форм рельефа и процессов карстообразования на днѣ морей.

**Грязевой вулканизм.** Грязевые вулканы известны на Каспийском, Азовском морях, в Мексиканском заливе, у берегов Бразилии и в Индийском океане у Андоманского архипелага.

Грязевые вулканы могут быть двух типов. В вулканах первого типа выносятся относительно много твердых частиц. В результате извержения таких вулканов происходит образование на дне моря положительных форм рельефа. Наиболее крупные грязевулканические формы рельефа известны на Каспийском море, где относительная высота некоторых грязевулканических островов достигает 50—70 м. В результате одного извержения может быть выброшено несколько миллионов кубических метров грязи. Поэтому значительна роль грязевого вулканизма не только в непосредственном создании определенных форм рельефа, но и как источника твердого вещества для других геоморфологических процессов. Определить точно количество материала, поступающего по грязевым вулканам, в настоящее время невозможно, но по ориентировочным расчетам, по-

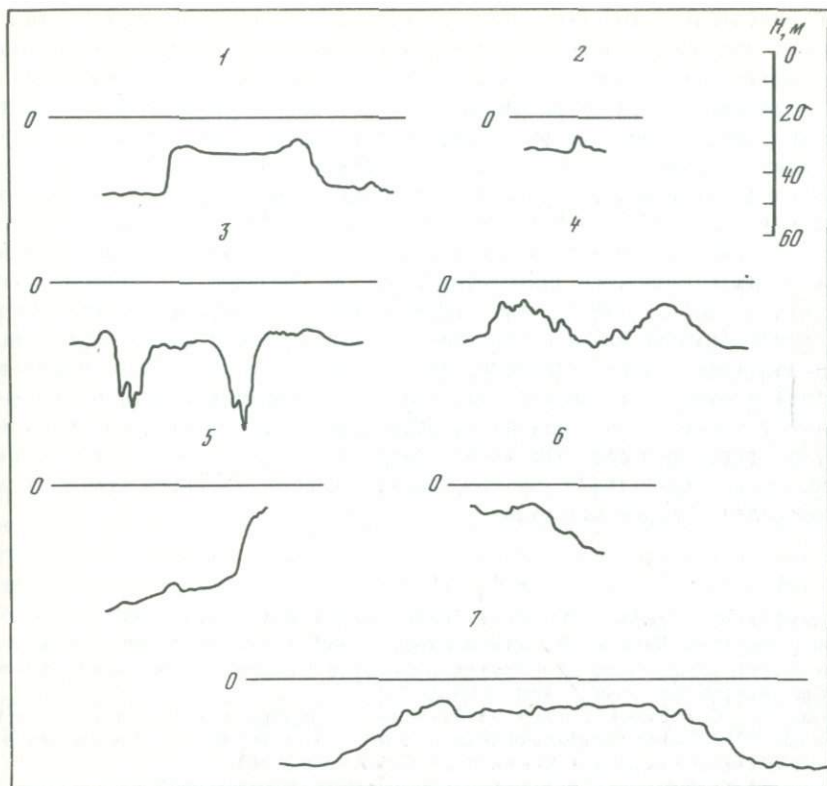


Рис. 2. Рельеф некоторых подводных грязевых вулканов Каспийского моря  
 1 — Макаровка, 2 — Булла морской; 3 — "Яма"; 4 — Военкор; 5 — Корнилова-Павлова; 6 — Павлова; 7 — Кумани

видимому, вследствие того, что многие извержения остаются незафиксированными, грязевые вулканы Каспийского моря ежегодно выбрасывают около миллиона тонн твердого вещества (Глазовский и др., 1975).

Второй тип грязевых вулканов отличается меньшим количеством выносимого твердого вещества, а преобладанием воды и газа. Такие грязевые вулканы обычно действуют более постоянно, чем вулканы первого типа, для них менее характерны мощные эпизодические извержения. Подобные вулканы создают отрицательные формы рельефа, имеющие воронкообразную форму. Ширина наиболее крупной изученной нами воронки (грязевой вулкан "Яма" на Каспии) достигает 200 м, а глубина воронки (до жерла) — 70 м (рис. 2).

Таким образом, формы рельефа, создаваемые как при карстообразовании, так и при грязевом вулканизме имеют широкое распространение и достигают больших размеров. Поэтому на геоморфологических картах дна океанов целесообразно выделение карстовых и грязевулканических форм рельефа.

В дальнейшем для более определенного установления значения подземных вод в образовании подводных суспензионных потоков, оползней и каньонов необходимо, с одной стороны, провести теоретические расчеты возможности разгрузки в данных конкретных условиях, а также расчеты устойчивости склонов на днѣ морей, с другой — непосредственно выявить области, в которых происходящая разгрузка вызывает изменение физико-механических свойств пород на днѣ. Целесообразно также создание карт подводного карста с выделением его различных генетических и морфологических типов, определение возможности образования карста чисто морского происхождения, не связанного с подземными водами, а также установление интенсивности процессов современного карстообразования на днѣ и глубины его максимального распространения. При выявлении роли грязевого вулканизма следует изучить влияние состава и количества твердых, жидких и газообразных продуктов извержений, а также их соотношения на образование различных грязевулканических форм рельефа. По мере накопления фактического материала необходимо более точно оценить общее значение грязевого вулканизма в поступлении вещества в море.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гвоздецкий Н.А.* Проблемы изучения карста и практика. М., "Мысль", 1972.
- Глазовский Н.Ф., Батоян В.В., Брусиловский С.А.* Грязевой вулканизм как источник поступления вещества в Каспийское море. В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5, Изд-во МГУ, 1975.
- Гончар Г.Я.* О подземных водах прибрежной зоны северо-западной части Черного моря и Каховского водохранилища. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3, Киев, 1969.
- Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А.* Каньоны под морем. М., "Мысль", 1973.
- Окольский П.А.* Инженерно-геологические исследования глинистых грунтов, залегающих в зоне действия напорных грунтовых вод на побережье и днѣ Одесской бухты и р. Днепр. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 1, Киев, 1967.
- Шепард Ф.П.* Морская геология. Л., "Недра", 1969.
- Щукин И.С.* Общая морфология суши, т. 1, Л., ОНТИ, 1934.
- Benest H.* Submarine gullies, river outlets and fresh water and the problem escapes beneath the sea level. — *Geogr. J.*, 1899, № 1.
- Calvino F., Stefanon A.* The submarine springs of fresh water and the problems of their capture. *Rapp. et proc. verb. reu. Comiss. intern. explorat. scient. Mer Mediterr.* Monaco, 1969, N 4.
- Corvin B., Bradley E.* Sea bottom tapped for fresh water. *Undersea Technology*, 1966, N 1.
- Gorceix C.* Le gouf de Cap-Breton. *Geographie*, vol. 37—38, 1922. Gulf scores again in Nigerian waters. *Oil and Gas J.*, 1964, N 42.
- Johnson D.* Origin of submarine canyons. — *J. Geomorphol.*, 1938, 1939.
- Kohout F.A.* Submarine springs. — *The Encyclopedia of oceanography*. New York, 1966.
- Kuenen P.H.* Origin and classification of submarine canyons. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, 1953.
- Manheim F.T.* Evidence for submarine discharge of water on the Atlantic continental slope of the Southern United States and suggestions for their search. — *New York Acad. of Sci. Trans.*, ser. 2, vol. 29, 1967, N 7.
- Milne J.* Suboceanic changes. — *Geogr. J.*, vol. 10, 1897.
- Pluhowski E.J., Kantrowitz J.H.* Hydrology of the Babylon—Islip area, Suffolk County, Long Island, New York. *Geol. Surv. Water—Supply*, Pap. 1768. Washington, 1964.
- Shepard F.P., Emery K.O.* Submarine topography of the California coast. *Geol. Soc. Amer.*, Spec. papers 31, 1941.

**К МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ УРОВНЕЙ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ  
ФЛАНДРСКОГО ВОЗРАСТА  
НА ОСНОВЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА  
ПОДВОДНОГО СКЛОНА ПОБЕРЕЖЬЯ**

Берего- и осадкоформирующие процессы на шельфе в позднепоследельниковые проходили под влиянием прерывистого хода последней трансгрессии кайнозоя (Невесский, Невесская, 1961). Подтверждением ее многостадийного развития является свойственное геолого-литологическим разрезам новейших шельфовых отложений ритмичное строение, проявляющееся в чередовании линзовидных, пологонаклонных слоев прибрежных и мелководных осадков, погребенных гравитационными накоплениями при увеличении глубин бассейнов шельфовых морей. О прерывистом развитии трансгрессии свидетельствуют и морфологические особенности прослеживаемых на шельфе участков речных долин, которые осложнены дельтовыми образованиями, и находки других реликтовых форм берегового рельефа. Последние могут служить достаточно надежными формами — индикаторами при выделении положения древних береговых линий.

Крупный подъем уровня океана с отметок — 90 м, по данным П.А. Каплина (1973), вызван гляциоэвстатическим фактором. Значительные изменения климата в конце плейстоцена и в голоцене определили условия обитания и непостоянство границ ареалов отдельных видов флоры и фауны, а также синхронные изменения климата Земли и миграции в плане береговых линий. Это позволяет использовать положение цикловых береговых линий и террас в качестве высотновременных реперов при палеогеографических, литофациальных и стратиграфических построениях для позднепоследельникового этапа развития континентальных окраин и шельфа в частности.

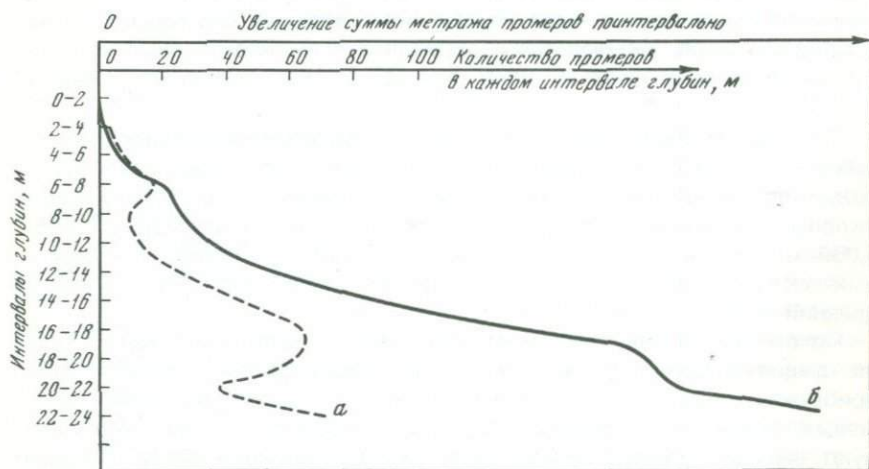
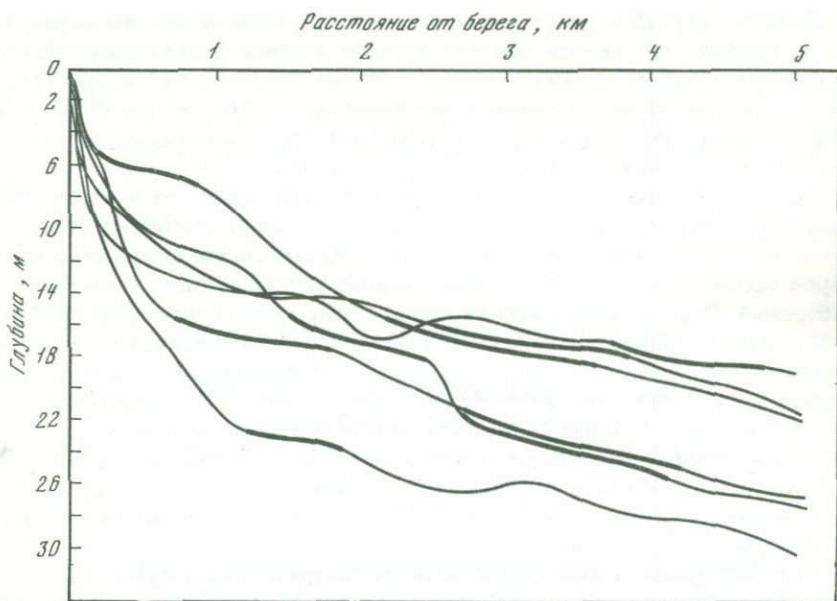
Однако по ряду причин усилия по выделению синхронных береговых уровней общепланетарного распространения не приводят к желаемым результатам. Во-первых, в литературе в большинстве случаев отсутствуют датировки абсолютного возраста реликтовых форм берегового рельефа. Во-вторых, анализ высотного расположения береговых линий на шельфе показывает значительные деформации синхронных береговых образований: 1) в пределах тектонически активных структур побережья; 2) на участках побережья, совмещенных в плане с тектоническими границами шельфа; 3) в районах проявления эвстазии. Только в пределах границ отдельных регионов шельфа формы-реликты береговых линий расположены относительно горизонтально и коррелируются по высоте. Однако и проведение региональных корреляций затруднено отсутствием устойчивых геологических и геоморфологических критериев, по которым можно достаточно уверенно сопоставлять древние береговые линии. Использование в качестве форм-индикаторов отдельных, расположенных в широком интервале глубин, косовидных, баровидных и уступовидных морфоскульптурных образований подводного рельефа требует осторожного подхода. Берего-

вые формы и осадки стадийных и серийных береговых образований внешне не отличимы. Серийные могут возникать в условиях, благоприятных для проявления берего- и осадкоформирующих процессов, вне зависимости от стабилизации уровня моря (Попов, 1957; Каплин, 1973). К тому же в береговой зоне различные скульптурные формы берегового рельефа расположены в достаточно широком интервале глубин, что затрудняет выделение одностадийных форм.

Назрела необходимость при восстановлении уровня древней береговой линии и ее прослеживании на шельфе руководствоваться положением какой-то одной характерной формы рельефа береговой зоны. Последняя должна иметь почти повсеместную распространенность, хорошую сохранность в условиях трансгрессии, образовываться достаточно близко к уровню уреза и маркироваться легко опознаваемыми в геологических разрезах погребенными осадками фаций береговой зоны.

Известно, что морфологический облик профиля подводного склона побережья развивается в прямой зависимости от первоначальных уклонов побережья, устойчивости слагающих его горных пород к абразии, параметров волнового режима и, наконец, продолжительности развития береговой зоны при постоянном уровне проявления берегоформирующих процессов. Интересными в этом отношении являются образования подводных береговых склонов, вырабатывавшиеся в течение разных стадий развития древних берегов. В условиях трансгрессии эти формы выдвигаются из волновой зоны, в геоморфологически зрелой береговой зоне встречаются почти повсеместно, имеют достаточно крупные размеры и хорошо выявляются на батиметрических картах. В условиях стабилизации уровня океана береговая абразионно-аккумулятивная терраса имеет четкую высотную привязку к уровню уреза и стремится в своем развитии образовать форму предельного профиля равновесия (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962). Учитывая недоступность шельфа для проведения геоморфологических работ "прямыми" методами, на современном этапе его изученности достаточно надежными являются морфометрические методы выделения уровней усиления абразионно-аккумулятивной деятельности фландрской трансгрессии. За основу такого морфометрического анализа принимается условие: выработанность и выраженность террасы волнового поля зависят от времени проявления на одних и тех же отметках сформировавших ее лито- и морфодинамических процессов. Это условие осуществляется обычно на участках побережья, сложенных легко размываемыми осадочными породами позднего кайнозоя при первоначальных уклонах берегового откоса, обеспечивающих абрадирующее берега и перераспределение вдоль берега наносов волнового поля.

Анализ и сопоставление большого количества промерных профилей прибрежной части шельфа наиболее целесообразно вести по следующей методике. С примерных профилей, построенных по нормали к берегу через равные расстояния (3—10 км) вдоль береговой линии до одной и той же изобаты, снимаются отметки глубин в точках, удаленных на строго одинаковом расстоянии друг от друга (через десятки или сотни метров в зависимости от детальности промера или масштаба морской карты). Желательно использовать карты масштаба 1 : 25 000, 1 : 50 000 или 1 : 100 000.



Показатели глубин равноудаленных точек по всем профилям выносятся на график, где на оси ординат каждое деление соответствует шагу нарастания глубин, не превышающей средней глубины на границе зоны забурунивания волн в современной береговой зоне района, а на оси абсцисс указывается количество случаев повторяемости промеров в пределах принятого шага увеличения глубин (рис. 1).

На полученной кривой повторяемости равноудаленных промеров (рис. 2, кривая а) на уровне отдельных интервалов увеличения глубин резко возрастает количество промеров. В общем случае количество промеров прямо пропорционально уменьшению уклонов подводного склона побережья. Первый максимум на кривой приурочен к интервалу глубин, отвечающему положению выположенной поверхности подводного склона современного берега (см. рис. 1, проф. 3), а последующие — на большие глубины, где встречены аналогичные формы древних стадийных береговых линий (рис. 1, проф. 1, 2, 4, 5). Характерно, что к интервалам глубин, отвечающим максимумам встречаемости промеров за пределами современного подводного берегового склона, приурочены несколько видоизмененные отдельные аккумулятивные и абразионные береговые формы — реликты.

Не менее интересными особенностями обладает также осредненный профиль (рис. 2, кривая б) подводного склона побережья. В этом случае на оси абсцисс откладывается нарастающим итогом поинтервально сумма глубин в точках промеров в метрах, а на оси ординат выделяются выше охарактеризованные интервалы глубин. На полученной кривой подводного склона на фоне уменьшения уклонов в сторону бассейна видны отрезки резкого нарастания уклонов, отвечающие в натуре положению перегибов профиля дна, ограничивающих подводные береговые склоны со стороны моря. На участках абразионных палеоберегов высотное расположение скульптурных уступов обычно отражает положение древнего клифа.

Применение морфометрического анализа профилей подводного склона побережья с целью определения уровней затопленных береговых линий возможно при достаточно крутых уклонах морского дна. Минимальные уклоны в нижней части профилей дна не должны превышать 0,005—0,006 или быть не меньше уклонов равновесных подводных береговых склонов, характерных для данной горной породы, слагающей древний берег.

Положение древних подводных береговых склонов маркируется также фациями гранулометрически дифференцированных специфических прибрежных осадков. На геолого-литологических разрезах толщи шельфовых отложений положению подводного берегового склона соответствуют верхние границы линзовидных, пологонаклонных слоев погребенных прибрежных осадков.

Предлагаемый морфометрический метод выделения и прослеживания высот древних береговых линий, сформированных в условиях стабильного положения главного базиса эрозии, желателно подкреплять изучением парагенетически связанных форм рельефа и осадков стадийных береговых образований.

- Зенкович В.Л.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961.
- Невесский Е.Н., Невеская Л.А.* К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. — В кн.: Морские берега. Труды Института геологии АН ЭССР, Таллин, 1961.
- Попов Б.А.* Опыт аналитического исследования процесса формирования морских террас. — Труды Океанографической комиссии, 11. М., Изд-во АН СССР, 1957.

*Ю.В. Кочемасов, Ю.П. Баденков, Г.И. Шумов*

### ФОРМИРОВАНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОСАДКОВ БУХТЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГОДОВЫХ РАСХОДОВ ТВЕРДОГО СТОКА РЕКИ

При реконструкции динамических условий седиментации, изучении перемещения и локализации тяжелых минералов, выявлении техногенного влияния на литогеохимические процессы в верхней части шельфа и решении ряда других задач важное значение имеют исследования по изучению дифференциации осадочного материала в условиях разного проявления гидродинамических факторов, при различных уклонах и строении дна, разных источниках и гранулометрическом составе осадков (Долотов, 1975). Для осадков верхней части шельфа характерны значительные изменения механического и минералогического состава за короткие временные периоды (Добрынина, Игнатов, 1970; Долотов, Стаускайте, 1970; Ульст, 1971). В качестве примера можно привести результаты стационарных исследований на одном из участков побережья Черного моря, где был получен материал, характеризующий не только изменения в составе осадков на поверхности подводного склона, но и преобразования осадочной толщи в течение различных сезонов (Долотов, 1971).

Наши исследования имели цель показать неравновесность вещественного состава донных осадков одной из открытых бухт Приморья в условиях, когда муссонный климат (тайфунные паводки) обуславливают резкие колебания твердого стока реки, питающей прибрежную зону мелкообломочным материалом. Исследования выполнялись в течение 3 лет в летне-осенний период.

В структурно-геологическом, геоморфологическом и физико-географическом отношении район исследований является типичным для юго-западного побережья Японского моря. Бухта относится к типу открытых ингрессионных. Уклон профиля центральной ее части составляет 0,01—0,005. Климат района морской, муссонный. Большое количество осадков, выпадающих в теплое время года (600—700 мм), при крутосклонности гор способствует интенсивному поступлению продуктов выветривания в

прибрежно-морскую зону. При прохождении тайфунов, сопровождаемых сильными дождями, резко возрастает объем твердого стока рек. А.И. Степанова (1969) отмечает, что на время паводков приходится до 62% годового расхода наносов. Так, в беспаводочный 1973 г. в июле—сентябре колебания концентрации взвеси в реке составили от 0,1 до 1,7 мг/л, а в этот же период 1972 и 1974 гг. (сильные паводки) соответственно от 0,5 до 10 мг/л и от 1,1 до 17,7 мг/л.

Бухта служит как бы ловушкой волновой энергии, которая диссипирует в ее пределах. Основные статьи расхода идут на перемещение и истирание осадков. Кроме волнового фактора, определенное значение в формировании рельефа бухты имеют течения: приливно-отливные, сгонно-нагонные, связанные со стоком реки.

Состав современных песчано-алевритовых осадков, распространенных в бухте до глубины 20—26 м, весьма своеобразен, так как в течение длительного периода в твердом стоке реки преобладала техногенная составляющая (шламы обогатительной фабрики). Тяжелая фракция аллювия по спектру рудных минералов и по их количеству четко фиксирует техногенные источники поступления вещества. Основным минералом тяжелой фракции являются пироксены (геденбергит).

Многочисленными исследованиями установлено, что хорошими индикаторами изменения гидродинамических условий, рельефообразующих процессов и условий поступления осадочного материала являются гранулометрический и минералогический состав осадков в верхней части шельфа (Леонтьев и др., 1959; Никифоров, 1963). Помимо отмеченных признаков, нами использовалась величина магнитной восприимчивости, показатель которой отражает интегральную характеристику вещественного состава осадков (содержание тяжелой фракции, гранулометрический состав).

Анализ схемы изменения гранулометрического состава поверхностных донных осадков показывает идентичное распределение типов осадков для 1972 и 1974 гг. (сильные паводки). Из рис. 1 видно, что в эти годы напротив устья с глубин 2—5 до 20—25 м прослеживается широкая полоса алевритовых осадков, наличие которой свидетельствует о преобладании процессов привноса аллювиального материала над процессами его сепарации и дифференциации. В пробах 1973 г. на глубинах до 20 м количество алеврита резко уменьшилось. Это объясняется тем, что в 1973 г. в отсутствие паводков резко уменьшилось поступление в бухту алевритовых классов природной составляющей твердого стока реки. Кроме того, в условиях волновой переработки (взмучивание и вынос) за пределы бухты выносилась главным образом легкая фракция (полевошпатово-кварцевого состава) алевритовых осадков. В результате оставшаяся часть мелкопесчаных и алевритовых осадков обогащалась тяжелыми минералами.

Относительное повышение содержания тяжелых минералов в осадках бухты характеризуется следующим примером. Если неотсортированный осадок в реке содержит от 2 до 12% тяжелой фракции, то этот же осадок на отмели реки в условиях шлизования обогащается тяжелой фракцией почти в 3—4 раза. В условиях волновой сепарации на подводном склоне обогащение достигает в отдельных точках до 70—80% и более (содержание геденбергита в тяжелой фракции достигает 80%). Зона обогащения осад-

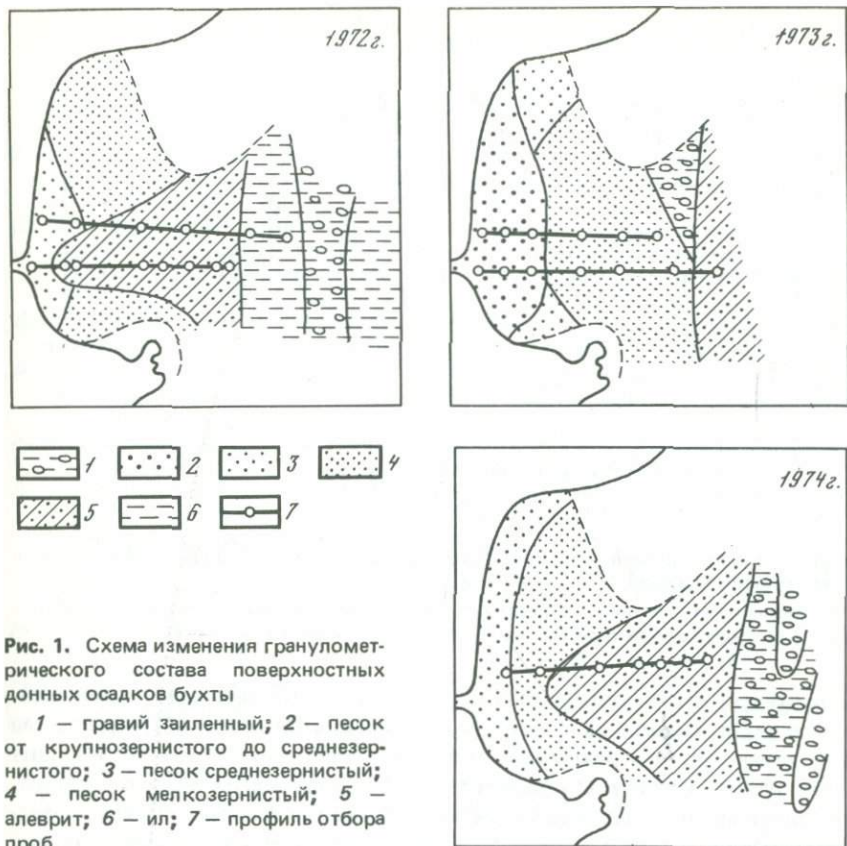


Рис. 1. Схема изменения гранулометрического состава поверхностных донных осадков бухты

1 — гравий заиленный; 2 — песок от крупнозернистого до среднезернистого; 3 — песок среднезернистый; 4 — песок мелкозернистый; 5 — алеврит; 6 — ил; 7 — профиль отбора проб

ков тяжелыми минералами для 1973 г. тяготеет к центральной части бухты, а для 1972 и 1974 гг. примыкает к ее приустьевой части (рис. 2).

За пределами зоны воздействия штормовых волн (18–20 м) гранулометрический состав осадков от года к году практически не меняется, там преобладают алевро-пелитовые осадки, в которых содержание тяжелой фракции резко падает до 3–5%.

Аналитические результаты выделения тяжелой фракции из проб осадков в тяжелой жидкости хорошо коррелируются с данными каппаметрии, особенно для осадков, в которых отсутствует крупнопесчаная составляющая (более 0,25 мм). Поскольку содержание тяжелой фракции определялось в классе менее 0,25 мм после просеивания пробы на ситах, а значения магнитной восприимчивости измерялись по валовому составу осадков, поэтому для крупнопесчаных осадков результаты этих двух методов не совпадают.

Зависимость значений магнитной восприимчивости отложений от содержания в них тяжелой фракции косвенно уже отмечалась рядом авторов (Арчиков, Хершберг, 1974; Токмаков, 1975). Корреляционная

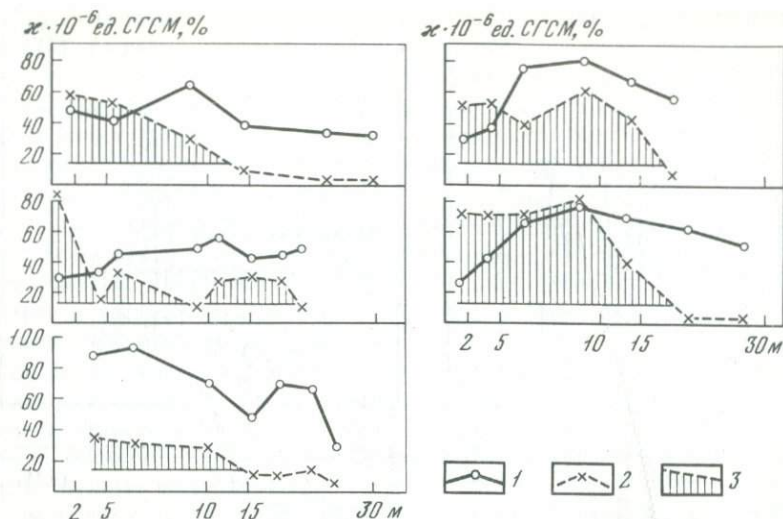


Рис 2. Графики значений магнитной восприимчивости ( $\kappa \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ) и содержания тяжелой фракции (в %) в осадках бухты

1 — значения магнитной восприимчивости; 2 — содержание тяжелой фракции; 3 — участки накопления тяжелых минералов в зоне волновой переработки

связь между этими параметрами установлена при детальном исследовании в ряде районов Камчатки и Приморья (Кочемасов, 1975). Кроме того, выяснено, что различные типы осадков имеют соответствующие значения магнитной восприимчивости. Повышенные их значения имеют, как правило, мелкозернистые пески. Гравийные отложения, крупнозернистые пески, а также алевро-пелитовые осадки имеют пониженные значения восприимчивости.

По распределению значений магнитной восприимчивости осадков в плане можно судить о процессах дифференциации обломочного материала, поступающего в бухту. В приустьевой ее части в радиусе 300–400 м до глубины 5–7 м отмечается зона пониженных значений восприимчивости, величина которых соответствует аллювию (менее  $40-50 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ). После паводка эта зона увеличивается в 1,5–2 раза. При сепарации обломочного материала на подводном склоне бухты показатель магнитной восприимчивости осадков в отдельных участках (в центральной части) увеличивается в 1,5–2 раза и достигает  $120 \cdot 10^{-6}$ . В 1972 и 1974 гг. распределение значений восприимчивости осадков относительно равномерное, а в 1973 г. на глубинах, соответствующих зоне обрушения штормовых волн (4–10 м), осадки имеют повышенные их значения (см. рис. 2). Это обстоятельство связано с повышением в мелкопесчаных осадках на отмеченных глубинах содержания тяжелых минералов.

В результате выполненных работ установлена исключительная динамичность и неравновесность вещественного состава поверхностных донных осадков верхней части шельфа в условиях резких колебаний твердого стока реки.

- Арчиков Е.И., Хершберг Л.Б.* Некоторые закономерности распределения и концентрации тяжелых минералов на песчаных пляжах полного профиля и в верхней части подводного берегового склона. — В кн.: Геология моря, вып. 3. Л., 1974.
- Добрынина Т.А., Игнатов Е.Н.* Распределение тяжелых минералов в береговой зоне полуострова Челекен. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 1. Изд-во МГУ, 1970.
- Долотов Ю.С.* Об отражении преобразований рельефа подводного склона отмелого побережья в строении толщи наносов. — Тезисы докладов XII научной конференции по изучению морских берегов. Паланга—Калининград, 1971, Вильнюс, 1971.
- Долотов Ю.С.* Изучение дифференциации осадочного материала в верхней части шельфа. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Долотов Ю.С., Стаускайте Р.А.* О штормовых изменениях в содержании тяжелых минералов на подводном береговом склоне (по материалам Восточной Балтики). — Baltica, т. 4, Вильнюс, 1970.
- Кочемасов Ю.В.* Исследование динамики подводного берегового склона методом каппаметрии. — В кн.: География и геоморфология шельфа. Владивосток, 1975.
- Леонтьев О.К., Бахтина М.Е., Добрынина Т.А.* Механический состав наносов как индикатор динамики береговой зоны северо-западного побережья Каспия. — Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 1.
- Никифоров Л.Г.* Механический и минералогический состав прибрежных наносов как показатель динамики берега (на примере юго-востока Каспия). — Океанология, 1963, № 2.
- Степанова А.И.* Распределение средней мутности рек территории полуострова Камчатки и связь ее с природными факторами. — Труды ГГИ, вып. 75, 1969.
- Токмаков Р.П.* Распределение тяжелой фракции в пляжевых отложениях юго-восточного Приморья (по данным каппаметрии). — В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.
- Ульст В.Г.* Применение литологических методов для изучения процесса перемещения песчаного материала в прибрежной зоне моря. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., "Наука", 1971.

*В.В. Никольская, Г.П. Скрыльник*

## ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ МЕГАПОБЕРЕЖИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В одной из своих работ К.К. Марков пишет: "География океана не должна ограничиваться только рассмотрением береговых процессов... возникает новая обширная задача — анализ взаимодействия океанов и материков" (1973, стр. 10). В общих чертах это взаимодействие определяется как специфический обмен вещества и энергии. Еще В.И. Вернадский (1965) отмечал, что между материком и океаном существует водный поток химических элементов. В этот обмен втянута обширная зона краев материка и океана.

Для края материка, входящего в рассматриваемую зону, характерна большая, по сравнению с центральной частью континента, тектоническая подвижность, преобладание сноса над аккумуляцией литомасс. Относящейся к этой зоне окраинной части океана, наоборот, присущи повыше-

ние аккумуляции литоматериала и снижение в результате трения подвижности водных масс, имеющих наибольшие скорости и длину волн в центре океана.

Общим для всей зоны в целом является то, что как в водной, так и в береговой ее частях характерна интенсивная аккумуляция хисномасс, выражающаяся в высокой ледовитости моря и гипертрофии снегонакопления на берегах. Известно, что в ее пределах создается контрастность температуры, электропроводности и других явлений. Все это вместе взятое отражается в своеобразии развития рельефа под двойным влиянием и взаимодействием материка и океана.

Как широка эта зона и каковы ее границы? Следует согласиться с К.К. Марковым, что ее нельзя ограничивать лишь полосой развития береговых процессов или только шельфом.

Основываясь на наших полевых исследованиях и исходя из позиций общей физической географии, физики атмосферы, климатической геоморфологии и других наук о Земле, мы считаем, что наиболее активный обмен вещества и энергии между материком и океанами происходит в широкой зоне, которую следует определить как мегапобережье, которое состоит из подводной части (шельфа) и надводной — мегаберега.

Мегаберег — это обширная территория, часть горных склонов и прибрежных равнин материка, экспонированная к океану и развивающаяся под воздействием создаваемого им океанического климата. Проиллюстрируем это понятие на примере района, тяготеющего к Тауйской губе Охотского моря.

Материковое мегапобережье Охотского моря является областью наиболее продолжительной и сложной истории развития рельефа по сравнению с охотскими же островными мегаберегами, а также берегами Японского и в особенности Берингова, Чукотского и Восточно-Сибирского морей.

Ключом для раскрытия закономерностей развития рельефа охотского материкового мегаберега нами были выбраны равнины Тауй-Янского междуречья и юго-юго-восточный склон Верхнеколымского нагорья, а также полоса прибрежных равнин Тауйской губы.

В нашу задачу не входило рассмотрение степени участия тектоники в рельефе мегапобережья, но мы должны были для определения смены экзогенных рельефообразующих факторов во времени и пространстве учитывать и эндогенные условия. Это особенно существенно для горной части рассматриваемой территории, где климатическому воздействию подвергались и подвергаются плотные магматические и вулканические породы.

В настоящее время ведущим процессом развития рельефа является курмообразование и формирование останцов физического выветривания. Заснеженность мегаберега, наличие четко выраженного высотного пояса со снежниками-перелетками обуславливают активность нивальных процессов, что находит отражение в рельефе и литогенезе в виде снежных каров и отложений лёссовидных продуктов выветривания по их днищам и в вершинах долин, где снежники сходят в конце лета и процесс физического выветривания сменяется химическим. Об этом свидетельствует

оранжевая окраска лессовидных отложений, четко выделяющихся на сером фоне курумников.

Мы полагаем, что такое специфическое развитие рельефа связано, с одной стороны, со своеобразием субполярного климата, выражающимся, в частности, в раннем осеннем промерзании горных пород и относительно позднем сезоне зимних снегопадов, с другой стороны — это связано с древностью процесса курумообразования, который на Тайском мегапобережье достигал своего пика во время максимума четвертичного оледенения, совпадающего с наибольшей регрессией моря (Никольская, 1951, 1972). Развитие нивального рельефообразования было максимальным во время похолодания и морской трансгрессии на рубеже плейстоцена и голоцена.

Более крупные формы рельефа созданы процессами, действовавшими еще в догеоморфологический этап, когда интрузивные тела воздымались, откапывались и выводились на дневную поверхность. Близкое расположение горных сооружений к морю позволяет предположить, что процесс откапывания интрузивного массива был начат древней подводной абразией, однако следов ее деятельности в рельефе нами не обнаружено. Со сменявшейся древнюю абразию эрозией связана долинная сеть, создающая формы мезорельефа: увалы и крупные разработанные, террасированные речные долины. С более молодой эрозией связаны крутые эрозионные везы и рытвины, образовавшиеся после и в результате голоценового усиления флювиальных и нивальных процессов.

С разновозрастностью эрозии связан неодинаковый возраст аккумулятивных аллювиальных равнин Тауй-Янского междуречья, где прослеживается высокая выпуклая равнина древней дельты, сложенная валунно-галечным аллювием. В долине Яны в ее поверхность врезан уступ 10-метровой террасы.

Дельтовая равнина выходит к морю двумя долинами (Тауя и Яны), разделенными Тауйской сопкой, представляющей раннемеловой гранитидный массив. Аккумулятивные равнины, расположенные ближе к берегу моря, должны быть определены как древние аллювиально-морские. Следов недавней обработки аллювия морем мы не обнаружили, они заметны только в полосе пляжа и на береговых валах, т.е. на еще более молодых формах. Восточнее дельта прослеживается в нижнем течении р. Армани и имеет две части (подводную и надводную). Надводная часть пологоволнистая. Она лишь в 11–12-летние периоды частично закрывается и сглаживается морем. В промежутки между этими ритмами развитие идет по аллювиальному пути. Следы недавнего (октябрь 1973 г.) наступания моря прослеживаются в виде разбросанного плавника на озерно-морской равнине в нижнем течении р. Ойры. На озерной части побережья расположено одно большое округлое оз. Глухое и много небольших. Эта озерная равнина, ритмически раз в 11–12 лет подверженная вторжению моря, является вторым по возрасту после современных пляжей, активных клифов и берегового вала образованием. Немного старше по возрасту, чем озерная равнина, надпойменные террасы рек. Внутриматериковая аллювиальная равнина древней дельты синхронна образованию крупных эрозионных форм в горах, возможно, начавших свое развитие еще в ином (не субполярном) климате.

Надо отметить, что субполярный климат на протяжении геоморфологического этапа менялся как рельефообразующий фактор, от континентальной вариации в ледниковую регрессию до влажной вариации голоценового минимума. Намечается будущая тенденция нового нарастания континентальности и ослабления морской абразии и аккумуляции по сравнению с эрозией и аллювиальным накоплением, а в горах вытеснения нивальных процессов ростом курумообразования.

Подводя итог сказанному, следует подчеркнуть, что выделение и комплексное изучение мегапобережий Дальнего Востока совершенно необходимо. Они помогут более полно охарактеризовать область непосредственного контакта и активного взаимодействия между сушей и океаном и будут содействовать дальнейшему раскрытию общих и частных закономерностей формирования рельефа и отложений этой переходной зоны. Особо надо отметить, что учет мегапобережий в целом будет содействовать успешному построению геоморфологического прогноза.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., "Наука", 1965.
- Марков К.К.* Две планетарные проблемы, существенные для географии Тихоокеанского сектора Азии. — В кн.: Природа и человек. Владивосток, 1973.
- Никольская В.В.* Находка костей трогонтериевого слона на юге советского Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы физической географии, т. 17. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Никольская В.В.* Морфоскульптура бассейна Амура. М., "Наука", 1972.

*Е.И. Арчиков, Ю.К. Ивашинников*

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ И ШЕЛЬФА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИХОТЬЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ОСНОВЫ

В геолого-структурном отношении побережье и шельф характеризуемой территории, протягивающейся от устья реки Уды до Амурского лимана, включая Шантарские острова и Сахалинский залив, являются продолжением разновозрастных геоструктур восточной ветви Монголо-Охотской области палеозойской складчатости, мезозоид и альпид Северного Сихотэ-Алиня и новейших структур Северного Сахалина. Поперечное к береговой линии северо-восточное простирание морфоструктур определило рiasовый тип берегов.

Морфоструктура региона в общих чертах представляет собой мозаику разнородных блоков (Худяков, 1968). На поднятиях развиты горстовые, горст-антиклинальные, купольные и сводово-глыбовые горные сооружения. Опущенные блоки фиксируются в современном рельефе в виде разнообразных депрессий — речных долин, прибрежных аллювиально-морских равнин и морских заливов.

Из наиболее крупных орогенных морфоструктур рассматриваемого региона нами изучены: Прибрежный, Тайкано-Тыльский, Альско-Гургулинский, Тугурский, Тукургинский, Мевочанский хребты, Магу, Бекчи-Ульский низкогорные массивы и Белогорская инверсионная вулканотектоническая структура. К отрицательным морфоструктурам отнесены: Удская, Торомская, Тугурская, Усалгинская, Мухтельская, Чля-Орельская, Тывлинская и Надымская депрессии, которые представляют грабены, грабенсинклинали, кальдеры. Большинство перечисленных депрессий имеют продолжение в море в виде узких заливов и проливов.

Прибрежный хребет ограничивается от горной системы Джугджура сеерией разломов и простирается вдоль западных берегов Удской губы. Хребет пропиливают реки, впадающие в р. Уду перпендикулярно направлению ее течения (Джана, Мая и др.). Приморские отроги основного горного сооружения сложены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами позднего мела и ранней юры, внедрившимися в докембрийские осадочные толщи.

Удская депрессия является остаточной-геосинклинальной структурой. Депрессия включает в себя долины реки Уды, ее притоков и имеет продолжение в Удской губе. Современная поверхность депрессии представлена увалистой равниной, уходящей под уровень моря. Уклон долины Уды к морю значительный и даже в нижнем течении составляет 1 м на 2 км длины реки. На дне Удской губы четко прослеживается затопленная долина пра-Уды.

Тайкано-Тыльское поднятие имеет субмеридиональное направление. Единое поднятие в прибрежной зоне Удской губы долиной реки Тыль расчленено на две ветви: Тыльский и Тайканский хребты. Ядро поднятия сложено кембрийскими карбонатно-кремнистыми породами и глинисто-кремнистыми сланцами. К морю морфоструктура выходит высокими уступами, такими, как мыс Тыльский и другие. Междуречное пространство пра-Уды продолжается под уровень моря, где оно в значительной степени срезано абразией.

Торомская депрессия представляет собой кайнозойскую впадину, расположенную между двумя параллельными хребтами — Тыльским и Альским. Восточные границы депрессии осложнены долинами водотоков, впадающих в реку Тором. Рельеф впадины равнинный, на ее поверхности чередуются увалы и заболоченные низины. Над низменной равниной местами поднимаются остаточные мелкосопочные массивы — выступы фундамента, сложенного палеозойскими толщами.

Альско-Гургулинское орогенное сооружение представлено Альским и Гургулинским хребтами, которые в акватории Шантарского моря продолжают в виде островов Большой Шантар и Феклистова. Время формирования структуры датируется поздним палеозоем. Горные сооружения являются образованиями верхнего структурного яруса Монголо-Амурской складчатой системы. С востока и запада рассматриваемая морфоструктура ограничена Тугурской и Торомской депрессиями и изрезана системой речных долин Конины и Аля. Монолитность Альско-Гургулинского поднятия нарушена разрывными дислокациями. Основным ядром Альского хребта является интрузия гранитоидов эоцен-сенона, которая

обнажена на отдельных участках побережья Тугурского залива и Удской губы. Центральная среднегорная часть поднятия представляет собой сводовую морфоструктуру, осложненную куполами субинтрузий.

Тугурская депрессия имеет плосковытянутую форму и наклонена с запада на восток, где проходит структурный шов. Депрессия занимает долину р. Тугур, проходит по восточному краю Тугурского полуострова, захватывает его перешеек и продолжается на шельфе. В пределах долины р. Тугур депрессия сложена кайнозойскими рыхлыми осадками, относительно тонкими в центральной части и более грубыми вблизи бортов. Рельеф представлен заболоченной равниной, осложненной сетью низкопорядковых водотоков: Тугурский хребет является западной окраиной Сихотэ-Алинской складчатой системы и сложен юрскими и меловыми толщами песчаников, алевролитов и конгломератов, прорванными интрузиями гранитоидов. Это — сводовое поднятие, основным ядром которого является хребет Ургунуру.

Ульбанская депрессия расположена между Тугурским и Тукургинским хребтами и представляет собой межгорную впадину, значительная часть которой занята морским заливом. Желоб залива прослеживается до линии мыс Мухтеля — о. Беличий и сливается с продолжением пра-Тугура, образуя единую затопленную долину. В береговой зоне депрессия представлена заболоченной равниной и испытывает незначительное относительное опускание.

В Тукургинском хребте развит структурно-денудационный и денудационно-тектонический рельеф. Хребет вытянут между Ульбанской и Усалгинской депрессиями. Ядро орогенного сооружения образовано сводово-купольной морфоструктурой сопряженных субвулканов и субинтрузий с унаследованными восходящими движениями отдельных блоков по разломам. Денудационно-тектонический рельеф междепрессионного пространства представлен складчато-глыбовыми структурами, которые испытывают незначительные новейшие движения.

Усалгинская депрессия занимает долину реки Усалгин, впадину залива Николая, прибрежно-морскую аккумулятивную равнину залива Александра (Мухтельская депрессия) и продолжается на шельфе. Депрессия испытывает дифференцированное опускание. В области шельфа четко прослеживается затопленная долина пра-Усалгина, которая прорезает затопленную морем плиоценовую аккумулятивную равнину.

Мевочанский блок сложен осадочными породами средней и верхней юры, прорванными интрузиями гранитов и гранодиоритов. Отдельные части этого блока имеют абсолютные высоты до 1000 м. Его северная часть, где в пределах блока расположены купольные структуры субвулканов и субинтрузий, испытывает интенсивное поднятие. Вокруг его ядра сформировалось складчато-глыбовое низкогорье, испытывающее дифференцированные восходящие движения. К Мевочанскому блоку прилекает Бекчи-Ульское поднятие, разделенное Ул-Лангорийской синклинальной впадиной. Доказательством положительных тектонических движений названных поднятий являются отсутствие в их пределах кайнозойских отложений и интенсивное врезание рек (Кулаков, 1972).

Тывлинская мульда представлена в рельефе заболоченной равниной, сформировавшейся на месте опущенного блока фундамента в неотектоническую эпоху. В материковой части впадина переходит в Чля-Орельскую низменность, испытывающую незначительное относительное опускание. Характерно, что и в материковой части Тывлинской депрессии и в ее продолжении на шельфе прослеживаются четкие линии разломов.

Белогорская инверсионная морфоструктура расположена в южной части материкового побережья Сахалинского залива. Она сложена в основном позднемиоценовыми вулканитами, последовательно перекрытыми образованиями самаргинской и кузнецовской свит. Более молодые вулканогенные образования в результате неотектонической инверсии были денудированы. Депрессия вытянута в северо-восточном направлении и приурочена к глубинному разлому, активному на протяжении всего кайнозоя. По оперяющим его нарушениям происходили дифференцированные подвижки отдельных блоков вулканотектонической депрессии. Белогорская морфоструктура сформировалась в результате погружения блоков фундамента в период вулканических пульсаций, сопровождавшихся эксплозивными и экструзивными процессами, а также внедрением палеогеновых интрузий гранитоидов. Ее восточное крыло абрадируется и имеет продолжение в море. Абразионные террасы, сложенные неогеновыми базальтами, прослеживаются на мелководье южнее мыса Перовского.

Для орогенных морфоструктур юго-западного Приохотья, имеющих северо-восточное простирание, характерно сводово-глыбовое строение с общим перекосом и смещением водоразделов с северо-востока на юго-запад. Это подчеркивается и рисунком гидросети магистральных рек региона — Уды, Торома, Тугура, Услагина. Левые притоки этих рек преимущественно длиннее правых. Максимальные высоты водоразделов приурочены к куполовидным поднятиям, обусловленным внедрением позднемиоценовых интрузий гранитоидов и палеогеновых экструзий. Средние высоты водоразделов колеблются в пределах 500—700 м, реже 900—1000 м. Для островов Шантарского архипелага характерны высоты 500—600 м.

В геологическом строении орогенных морфоструктур участвуют разновозрастные комплексы пород — от нижнего палеозоя до кайнозойских включительно. Наиболее древние (палеозойские) вулканогенно-кремнисто-терригенные образования слагают западное крыло юго-западного Приохотья, включая и Шантарский архипелаг. На месте Шантарского моря обычно выделяют Приохотский раннегеосинклинальный прогиб. По нашему мнению, это не так. Судя по структурной позиции, этот район соответствует срединному массиву, вокруг которого в мезозое шло образование эпигеосинклинальных морфоструктур. К миогеосинклинальному прогибу, по нашему мнению, следует относить только Торомский хребет.

К востоку от Ульбанского залива орогенные морфоструктуры сложные геосинклинальными образованиями мезозойского возраста и являются западной частью Амгунского раннегеосинклинального прогиба. Для них характерны складчато-глыбовая структура, претерпевшая сводовое поднятие в кайнозое.

В формировании орогенных морфоструктур региона значительная роль принадлежит разломам земной коры. Они повсеместно создали тот каркас, на котором развивались современные горные сооружения и межгорные депрессии, которые продолжаются и на шельфе.

Установлено, что современное расчленение денудационного рельефа как на континенте, так и на островах обязано новейшим тектоническим движениям. Вместе с тем следует отметить, что такие движения не создали здесь новых значительных морфоструктур. Неотектоника усложнила древние структуры, предопределила рисунок гидросети, расположение заливов и проливов. Лишь в Нижнеамурской зоне новейшие тектонические движения привели к развитию инверсионных структур и образованию плиоценовых наложенных впадин: Тывлинской и Надымской.

Депрессионные морфоструктуры (Удская, Торомская, Тугурская, Усалгинская и др.) сложены континентальными отложениями различного, преимущественно аллювиального генезиса. Разрез снизу обычно представлен конгломератами биранджинской свиты ( $Pg_3 - N_1$ ), неогеновыми песчаниками, алевритами, песками, илами и четвертичными аллювиальными, реже озерно-болотными, пролювиальными осадками. Повсеместно разрез депрессий венчает торфяник мощностью до 10 м, слагающий бугристую поверхность заболоченных марей. Лишь в устьях рек встречаются голоценовые озерно-лагунные и прибрежно-морские осадки последней ингрессии моря. Общая мощность кайнозойских отложений не известна, но вероятно не превышает 500 м. По данным ВЭЗ, разрез в Ульбанском заливе достигает 250 м, а в Мухтельской депрессии 400 м (Кулаков, 1975). Мощность четвертичных осадков достигает 100 м.

Нам удалось составить схему дочетвертичной гидросети, подчеркивающей затопленную морем морфоскульптуру юго-западного Приохотья. Крупнейшими неогеновыми реками были пра-Уда, пра-Тугур, пра-Усалгин. Долина последнего уверенно прослеживается на дне залива Николая и охватывает Мухтельскую депрессию. В Сахалинский залив впадал и пра-Амур.

Акватория Шантарского моря и Сахалинского залива до раннего голоцена представляла собой денудационную равнину, осложненную чередованием мелкосопочных массивов и межгорных депрессий. Плейстоценовая береговая линия моря располагалась вдоль современных изобат 100—110 м. На это указывают значительная мощность четвертичного аллювия переуглубленной долины р. Уды в районе Чумикина. Затопленные морем и почти не погребенные донными осадками нижние звенья речных прадолин Уды, Турома, Тугура и других, "окна" коренных пород среди морских отложений и развитие архипелага Шантарских островов свидетельствуют о блоковом строении фундамента шельфа.

Формирование блоковых морфоструктур шельфа обязано развитию X-образных пересечений разломов преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний. Смещение отдельных блоков "шантарских" морфоструктур (например, в пределах Тугурского полуострова) и развитие большинства проливов вызвано разрывными дислокациями северо-западного и субширотного направлений. Границы отдельных блоков мобильных и стабильных морфоструктур являются коллекторами минералов тяжелой фракции при аккумуляции донных осадков.

В обстановке риасового побережья приливо-отливные течения, перемещение льдов и волнение создают сложные гидродинамические условия. В узких проливах скорости приливо-отливных течений достигают 13–15 км/час, возникают сулои и водовороты. На приливо-отливные движения водных масс накладываются волновые, стоковые и дрейфовые течения. Это обуславливает интенсивное перемещение обломочного материала по дну и препятствует формированию прибрежно-морских россыпей.

Развитие рельефа шельфа и процессы осадконакопления испытывают влияние ландшафтно-климатических условий. Район Шантарского моря и Сахалинского залива отличается продолжительным ледовым режимом. Малые водотоки побережья промерзают до дна, наращивают наледь; вынос обломочного материала тальми водами осуществляется поверх наледей, и на морской лед выносятся большое количество обломков. Впоследствии лед под действием приливов и отливов начинает взламываться, двигаться и происходит разгрузка рыхлого материала. В отлив льды обсыхают, донный материал смерзается со льдом и в приливную фазу переносится на глубины. Влияние литодинамического эффекта действия льдов весьма значительно и его необходимо учитывать при изучении современных процессов развития подводной морфоскульптуры шельфа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кулаков А.П.* Основные черты геоморфологического строения материкового побережья Сахалинского залива Охотского моря. — В кн.: Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972.
- Кулаков А.П.* Геоморфологическое строение района залива Николая и озера Мухтель (северо-западное Приохотье). — В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.
- Худяков Г.И.* О морфоструктурном районировании южной части Советского Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, "Наука", 1968.

*В.В. Шолохов*

#### ОБ ОТРАЖЕНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ШЕЛЬФА АФРИКАНО-СИЦИЛИЙСКОГО ПОРОГА В РЕЛЬЕФЕ МОРСКОГО ДНА (Средиземное море)

Африкано-Сицилийский порог представляет собой обширный шельф Средиземного моря, между Африканским берегом и о. Сицилия. В его пределах происходит смыкание докембрийской Африканской платформы и Альпийской геосинклинальной области. В последние годы он привлекает внимание в связи с открытием на суше (на о. Сицилия, в Тунисе и Ливии) месторождений нефти и газа. Особенно возрос интерес к этой территории

после обнаружения на шельфе о. Сицилия нефтяного месторождения Джела типа суша—море, а вблизи берегов Туниса и Ливии — нефтяного месторождения Аштарт и газового месторождения Зуара, что практически подтвердило перспективность его в отношении нефтегазности.

Геоморфологическое строение шельфа Африкано-Сицилийского порога сложно. В его пределах может быть выделено два района — северный и южный.

Для центральной, наиболее глубокой, части северного района свойственна значительная расчлененность рельефа, а также четко выраженная северо-западная ориентировка форм рельефа. Характерны для района узкие сравнительно глубокие (до 1000 м) впадины северо-западной ориентировки (Пантеллерийская, Мальтийская и др.), разделенные узкими грядами аналогичной ориентировки. Глубины моря над ними составляют первые сотни метров. На гребнях гряд располагаются острова Мальта, Гоццо. Севернее обозначаются крупные возвышенности дна — Адвентура, Рагуза, имеющие в поперечнике более 100 км с глубинами менее 200 м, большим числом мелководий и банок.

Южный район отличается меньшей расчлененностью, малыми глубинами (100—200 м). Здесь, вблизи Тунисского берега, выделяется обширная зона мелководья с глубинами менее 50 м, а в восточной части района — крупная банка Медина. Вся рассматриваемая зона мелководий отделяется от Африканского берега пологой ложбиной широтного простирания с глубинами более 300 м.

Г. Костани (1964), обобщавшим данные по геологическому строению порога, было высказано предположение о приуроченности банок и мелководий к поднятиям. П.Ф. Бюролле считал, что некоторые структурные зоны Туниса прослеживаются на дне моря по геоморфологическим особенностям далеко от берега (см. Шуберт, Фор-Мюре, 1973).

В пределах шельфа Африкано-Сицилийского порога в последние годы были проведены геофизические (гравиметрические, гидромагнитные, сейсморазведочные) исследования.

Сравнительное сопоставление батиметрических данных и результатов геолого-геофизического изучения, полученных научно-производственным объединением Южморгео (Я.П. Маловицкий, О.В. Казаканов, Л.А. Еина и др.), а также Е. Зарудских (Zarudzki, 1972), И. Финетти и К. Морелли (Finetti, Morelli, 1972), позволяет утверждать, что крупные и многие мелкие формы рельефа, а также линейные элементы рельефа дна моря прямо отражают структурный план мезокайнозойского чехла Тунисско-Сицилийского порога.

По современным представлениям, южный геоморфологический район соответствует подводному продолжению Африканской платформы — Мальтийской плите (или Пелагийскому блоку — П.Ф. Бюролле и Х. Рувье).

Весьма отчетливо в рельефе дна этой части Тунисско-Сицилийского порога выражен свод Керкена. Наиболее высокая часть поднятия и его восточная периклиналь хорошо обрисовываются в очертаниях изобат, а также совпадают с группой Пелагских островов, на одном из которых

(Лампионе) обнажаются юрские отложения. Они были также подняты и при драгировании дна (Костани, 1964).

В центральной части мелководья Керкена обозначается ряд возвышенностей, группирующихся в две параллельные полосы, разделенные депрессией. Возможно, что они отвечают двум зонам поднятий. Выделяется также ряд других возвышенностей, интерпретируемых как поднятия. Специфический рисунок изобат северной части мелководья Керкена наводит на мысль о существовании здесь сложной системы нарушений.

Анализ батиметрических данных позволяет предполагать также наличие крупного разрывного нарушения вдоль вершины и южного крыла свода Керкена, что подтверждается сейсмическим профилированием (Finetti, Morelli, 1972) и геоморфологическими наблюдениями. Нами это нарушение прослежено от побережья Туниса до Мальтийского уступа на востоке. Западная периклиналь свода Керкена характеризуется резким увеличением мощностей миоценовых и плиоценовых осадков (до 2000 м). Здесь сформировалась сложная система складок, в основном северо-восточного, тунисского простирания. Отмечаются также поднятия широтной и северо-западной ориентировки. Все они выражаются в рисунке изобат и контурных мелководий (банки Курба, Набэль, Мамура, Куриат, Эль-Хаврия и др.). Намечаемые по структурно-геоморфологическим признакам и геофизическим данным поднятия и прогибы (например, прогиб Хаммамет) четко отражаются в рельефе дна шельфа. Это позволяет предполагать их высокую активность в неоген-четвертичное время.

Резкие изменения в простирании намечаемых поднятий в море, так же как и на суше, вслед за П.Ф. Бюролле (см. Шуберт, Фор-Мюре, 1973), по-видимому, можно объяснить влиянием жестких ограничений (Мальтийской плиты) и развитием разломов северо-восточного и северо-западного простираний на своде Керкена.

Всего в пределах свода Керкена на основании комплексного анализа геофизических и структурно-геоморфологических данных намечено около двадцати поднятий.

Крупная ложбина между мелководьем Керкена и Африканским берегом отвечает Триполитанскому прогибу, разделяющему свод Керкена и Триполитанскую антеклизу (поднятия Ремада и Нефус) (Хаин, 1971).

Центральная, наиболее прогнутая его часть, располагается к северо-западу от г. Триполи. По структурно-геоморфологическим данным в прогибе выделяются две мульды и более 10 поднятий, намечаемых с большой долей условности. Некоторые из них, имеющие северо-восточное простирание, по-видимому, связаны с нарушениями того же направления. Южный склон прогиба осложнен крупным Триполитанским разломом, выраженным в рельефе и четко прослеживаемым на геологических картах.

Соседняя к востоку банка Медина, как показали материалы сейсмопрофилирования, также отвечает поднятию (Finetti, Morelli, 1972). П.Ф. Бюролле рассматривает эту структуру в качестве одного из элементов зоны поперечных поднятий "оси Джефара-Мальта", продолжающей в море группу поднятий "оси Брак-Бен-Гнема" на Африканском конти-

ненте, также меридионального простирания (см. Шуберт, Фор-Мюре, 1973). Можно предполагать, что образование упомянутых положительных структур связано с формированием крупного разлома, проходящего вдоль Мальтийского эскарпа. Разлом подтвержден геофизическими исследованиями. Цепочка интенсивных положительных магнитных аномалий, прослеживающаяся вдоль уступа, может быть обусловлена интрузиями основных пород, что подтверждает глубинный характер нарушения.

Северный район шельфа Африкано-Тунисского порога, вероятно, имеет более молодой фундамент (палеозойский), отличается высокой мобильностью и широким развитием линейно-ориентированных горстовых структур и складчато-блоковых поднятий, разделенных грабенами и узкими грабен-синклиналиями. Такой вывод можно сделать исходя из сопоставления результатов сейсморазведочных работ и строения донного рельефа.

Наиболее крупным структурным элементом района является Пантеллерийский грабен северо-западной ориентировки, протянувшийся более чем на 300 км. В рельефе дна ему отвечает глубокая депрессия, выполненная плиоцен-четвертичными и верхнемиоценовыми отложениями. Грабен ограничен разломами, выраженными резкими уступами. Характер геофизических полей, широкое развитие современного вулканизма позволили Я.П. Маловицкому предполагать вдоль оси этой структуры глубинный разлом. Грабен имеет сходство и с рифтовыми структурами. К северу от Пантеллерийского грабена выделяются узкие гряды, отвечающие двум крупным горстовым поднятиям — Калипсо и Гоццо, разделенным узким Южно-Мальтийским грабеном. Последний в рельефе дна отражен депрессией с глубинами дна более 1000 м. Поднятия, как показывают сейсмические исследования и изучение геологии островов, сложены породами миоцена. Они имеют длину около 150 км и ширину 20—40 км. В разделяющем их Южно-Мальтийском грабене миоценовые породы предполагаются, но погребены под плиоцен-четвертичными отложениями значительной мощности. Анализ донного рельефа позволяет предполагать, что упомянутые горстовые поднятия состоят из отдельных блоков, ограниченных поперечными нарушениями. Выделяется восемь таких складчато-блоковых структур.

Обширные подводные возвышенности — Адвентура и Рагуза, расположенные ближе к берегам о. Сицилия, совпадают с крупными сводообразными поднятиями. Вершины их слагаются миоценовыми отложениями, а мощность плиоцен-четвертичных осадков на них не превышает первых десятков метров. В пределах сводов, по данным структурно-геоморфологического анализа, намечается ряд более мелких поднятий. Отмечаются также диапировые структуры и вулканические банки, выделяются прямолинейные элементы, интерпретируемые как разломы. Крупная депрессия к северо-востоку от них, очерченная 500-метровой изобатой, отвечает морскому продолжению Южно-Сицилийского прогиба.

Четкая выраженность крупных и мелких структурных форм и разрывных нарушений в рельефе шельфа, широкое развитие четвертичного вулканизма, а также тот факт, что движениями затронуты самые молодые верхнемиоценовые и плиоцен-четвертичные

отложения (Zarudzki, 1972), — все это свидетельствует о новейшей активности области Африкано-Сицилийского порога. Суммарный размах движений в пределах рассматриваемого шельфа за послемiocеновое время составил сотни метров, а на отдельных участках, по видимому, превысил 1—1,5 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гостани Г. Геология дна Средиземного моря между Тунисом и Сицилией. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., "Прогресс", 1964.  
Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М., "Мир", 1973.  
Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М., "Недра", 1971.  
Finetti J., Morelli C. Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean sea. — Boll. teor. ed appl., 1972, N 56.  
Zarudzki E.F.K. The strait of Sicily — geophysical study. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1972, N 2.

А.В. Живаго

### МОРФОСТРУКТУРА АНТАРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Шельф Антарктиды обладает рядом специфических черт, отличающих его от шельфов других континентов: он значительно менее выровнен, почти лишен в прибрежной части покрова донных отложений и имеет среднюю глубину около 350 м, почти в два раза превышающую среднюю глубину шельфов Мира.

Антарктический шельф в среднем достигает ширины 80 миль. Наиболее узок он в Индийском секторе Южного океана: у Земли Эндерби и в восточной части Берега Отса всего около 30 миль. Наиболее широк — в морях Уэдделла и Росса — 500 и 900 миль соответственно. Во многих районах определение ширины современного шельфа затруднено шельфовыми ледниками, которые часто без заметного перелома поверхности сливаются на юге с покровом материкового льда. Наконец, еще одна специфическая черта антарктического шельфа — отсутствие, почти повсеместное, окаймляющего клифа из коренных пород со стороны материка.

Изучение антарктического шельфа встречает ряд трудностей, вызванных главным образом спецификой ледовых условий. Огромные шельфовые ледники и припайный морской лед делают невозможным проведение эхолотного промера и осложняют геофизические работы. Материковый лед скрывает 96% поверхности суши, а редкие береговые обнажения обычно трудно доступны. К настоящему времени изучено немногим более половины свободных ото льда участков, в том числе обнажений на прибрежных островах.

Береговая черта Антарктиды, в том виде, как она показана на картах, фактически отражает лишь линию контакта материкового льда с океаническими водами, но не истинный надводный край материка. Граница последнего, т.е. нулевая отметка поверхности коренных пород (относи-

тельно современного уровня моря), отстоит иногда на 100 и более миль южнее и, таким образом, шельфовая зона даже в наиболее узких участках расширяется в два и более раза. Если пользоваться только батиметрическими данными, антарктический шельф оказывается по существу таким же широким, как шельфы других континентов. Вместе с тем морфологически скрытая подо льдом часть континента, лежащая ниже уровня моря, а также ближайшая к ледяному краю полоса дна под открытыми водами не имеют ничего общего с теми выровненными абразией и аккумуляцией подводными поверхностями, которые характеризуют шельф континентов мира.

Общая площадь антарктического шельфа приближается к 4 млн. км<sup>2</sup>. В границах открытой воды она равна 2,4 млн. км<sup>2</sup>. Под шельфовыми ледниками находится около 1,4 млн. км<sup>2</sup> площади морского дна (Суетова, 1968).

Попытка анализа морфоструктуры шельфа может быть сделана только для его сравнительно узкой открытой части, поскольку сейсмические и гравиметрические материалы лишь в слабой степени освещают строение дна подо льдом. Изучение морфологии основывалось преимущественно на материалах эхолотного промера, проводившегося на экспедиционном судне "Обь" и других кораблях стран-участниц МГГ, работавших в Южном океане также и в последующие годы (Живаго, 1971). Расшифровка многих структурных черт облегчается привлечением геофизических материалов, а также геологических данных по прилегающей суше, при этом для ближайшей к берегу полосы дна аналоги нередко оказываются очень близкими. Несмотря на малое количество участков обнаженных пород, принцип различий в структуре и геологическом строении окраинных частей Антарктиды может быть положен в основу разделения антарктического шельфа на ряд морфоструктурных районов и зон, изученных, однако, в разной степени детальности в связи с тяжелыми условиями плавания в прибрежных водах, большую часть года покрытых льдами (Живаго, 1961, 1969, 1971).

### Шельф Западной Антарктиды

**Материковая окраина Антарктического полуострова.** В Западной Антарктиде шельфовая полоса проходит по периферии альпийского складчатого пояса, в пределах которого развиты палеозойские и мезозойские осадочные и метаморфические породы, включающие вулканические толщи, частично перекрытые новейшими излияниями вулканических лав. Здесь широко распространены гранито-габбровые интрузии мелового-нижнетретичного возраста (Андийская свита).

Морфология западноантарктического шельфа изучена преимущественно в районе Антарктического полуострова. По материалам эхолотных промеров английских и американских судов, здесь можно предполагать наличие узких неглубоких депрессий и небольших скалистых гряд, вытянутых в общем согласно простиранию берегов полуострова и главному направлению складчатости в пределах горной системы. В проливе Брансфилда встречаются участки глыбового расчленения дна.

При работах "Оби" в проливе Дрейка, вблизи о. Элефант (Мордвинова), были зафиксированы формы резкого расчленения дна в виде узких впадин, разделенных глыбами с плоскими вершинами. Создается впечатление молодости дизъюнктивных проявлений, создавших, возможно, и рельеф Южных Шетландских островов. Шельф глыбового строения здесь едва прикрыт грубыми валунно-щебнистыми осадками.

Развитие рельефа шельфа Западной Антарктиды протекало на фоне сложных вертикальных тектонических движений разных знаков, сочетавшихся с разными фазами эвстатических колебаний уровня океана. Об амплитудах тектонических поднятий свидетельствуют находки триасовых конгломератов с *Pecten* на о. Кокберн, к востоку от п-ова Тринити, где они выстилают поверхность древней абразионной платформы на высотах 100—200 м над современным уровнем моря (Adie, 1964). На многих островах дуги Скотия отмечены поднятые пляжи на высотах от 5 до 30 м. Наиболее высокие из них также обусловлены тектоникой, поскольку максимум гляциоэвстатической трансгрессии не превышал 10 м (Суетова, 1968).

В настоящее время Антарктический полуостров испытывает погружение. Многочисленные острова шельфа по обеим его сторонам представляют в своем большинстве наиболее возвышенные части боковых складчато-глыбовых хребтов альпийского горного сооружения, а участки шельфа между ними — погруженные межгорные депрессии (например, пролив Короля Георга V). Погружение древней береговой линии произошло приблизительно на 300 м. Западный берег Антарктического полуострова морфологически сходен с погруженным фиордовым побережьем Норвегии.

Край шельфа Западной Антарктиды расположен на глубинах 420—480 м, причем в некоторых участках средней части шельфовой полосы обнаружены глубины, превышающие 600 м. Наибольшим расчленением отличается ближайшая к берегу полоса дна, проливы между островами и обращенные к материку участки цоколей островов. На внешней окраине шельфа, особенно в Тихоокеанском секторе Южного океана, простираются аккумулятивные равнины.

Представление о глубинном строении дна в прибрежной полосе моря дают сейсмические исследования в проливе Брансфилда, а также вблизи островов Гиббс и Элефант (Griffiths, Barker, 1967). Осадочные слои, частично консолидированные, со скоростями прохождения продольных сейсмических волн 2,0—3,3 км/сек простираются здесь до глубины 3 км, считая от уровня океана. В основном это терригенные айсберговые отложения разной крупности, общей мощностью 200—500 м. Ниже, до глубины 4—5 км, залегает слой вулканических пород или сильно консолидированных древних осадочных пород со скоростями 4,2—4,3 км/сек и мощностью 1500—3000 м. Наконец, глубже 5 км, считая от уровня океана, кора представлена изверженными и глубоко метаморфизованными породами основного слоя, имеющего огромную мощность и характеризующегося скоростью прохождения сейсмических волн 5,0—6,0 км/сек. К югу от о-ва Короля Георга V, на глубине 6 км от поверхности океана, прослеживается высокоскоростной слой (7,1 км/сек) промежуточного

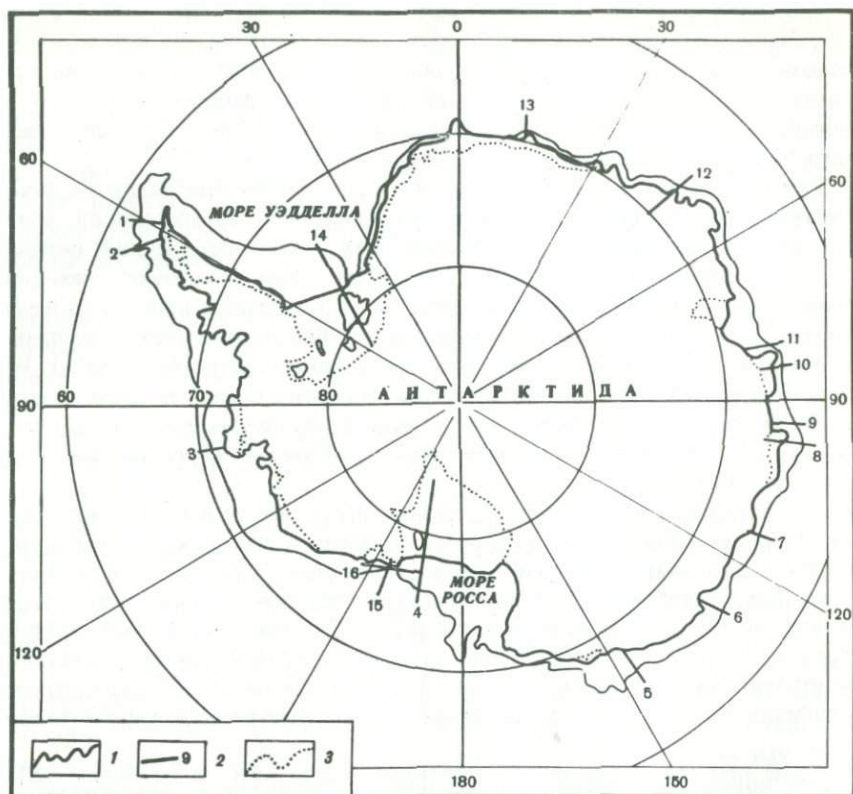


Рис. 1. Схема расположения поперечных профилей шельфа Антарктиды

1 — ледовый край материка; 2 — профили шельфа и их номера; 3 — контуры подледных депрессий

вещества коры и мантии Земли. Таким образом, дно на периферии Антарктического полуострова представлено корой континентального типа, которая на участках больших глубин моря (в середине пролива Брансфилда) приближается к переходному типу.

Шельф, окаймляющий северную оконечность Антарктического полуострова и Южные Шетландские острова со стороны проливов Брансфилда и Дрейка, обычно не превышает в ширину 30–35 миль и имеет среднюю глубину 130 м (рис. 1–4). У п-ова Тринити его слегка выпуклая поверхность испытывает плавный ( $0,5^\circ$ ) наклон в сторону океана (рис. 2, профиль 1). Край шельфа располагается на глубине около 330 м, т.е. несколько глубже, чем в Восточной Антарктиде. Здесь выделяются две морфологические зоны приблизительно одинаковой ширины. В пределах первой из них, ближайшей к берегу, господствуют формы мелкого дробления донных пород в виде небольших скалистых выступов и впадин, вытянутых параллельно берегам Антарктического полуострова и едва прикрытых айсберговыми осадками. Вторая внешняя зона представле-

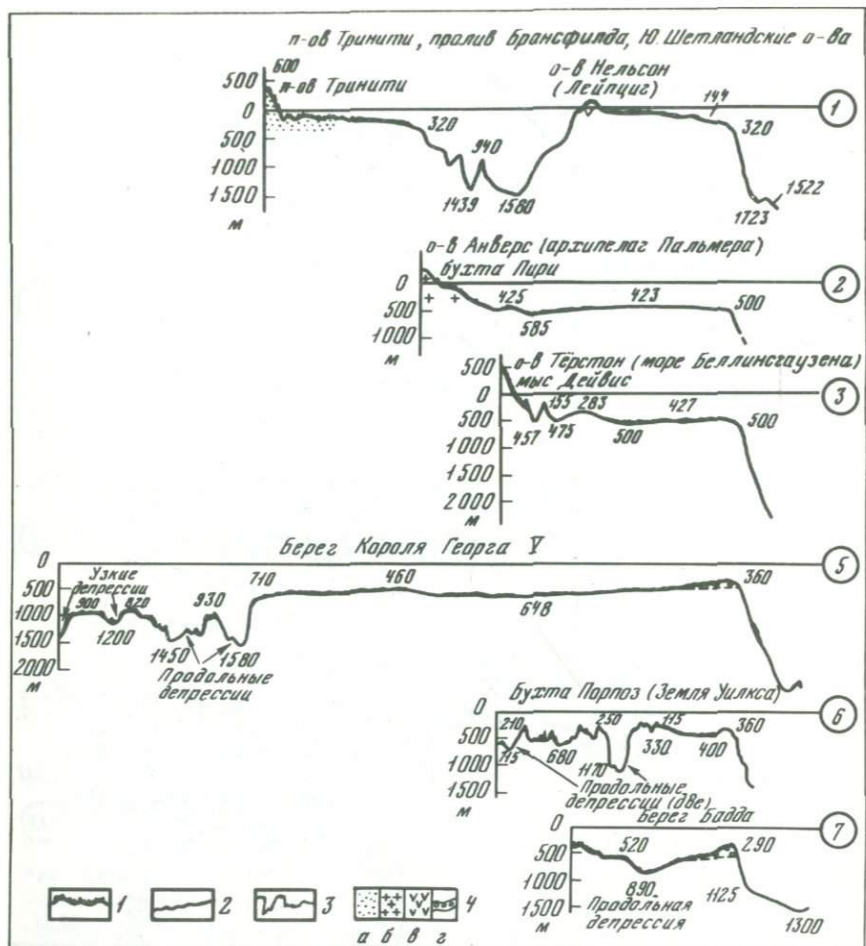


Рис. 2. Поперечные профили шельфа Антарктиды (номера 1—3, 5—7 в кружках). Расположение профилей см. на рис. 1

1 — бугристый шлейф; 2 — аккумулятивные равнины; 3 — продольные депрессии; 4 — коренные породы и морены: а — граувакки, песчаники и сланцы (серия Тринити), б — граниты и габбро (Андийская серия), в — вулканиды (третичные), г — подводные морены

на пологоволнистыми аккумулятивными равнинами, в строении которых принимают участие айсбергово-диатомовые осадки и в меньшей степени размытый материал древних морен. Площадь покровного оледенения п-ова Тринити — этой наиболее узкой части материка — в течение четвертичного времени существенно не менялась, и вряд ли ледники закрывали в прошлом всю полосу шельфа. Этим, по-видимому, можно объяснить отсутствие на шельфе как форм прогиба коры под тяжестью льда, так и компенсационного изостатического воздымания на окраине шельфа,

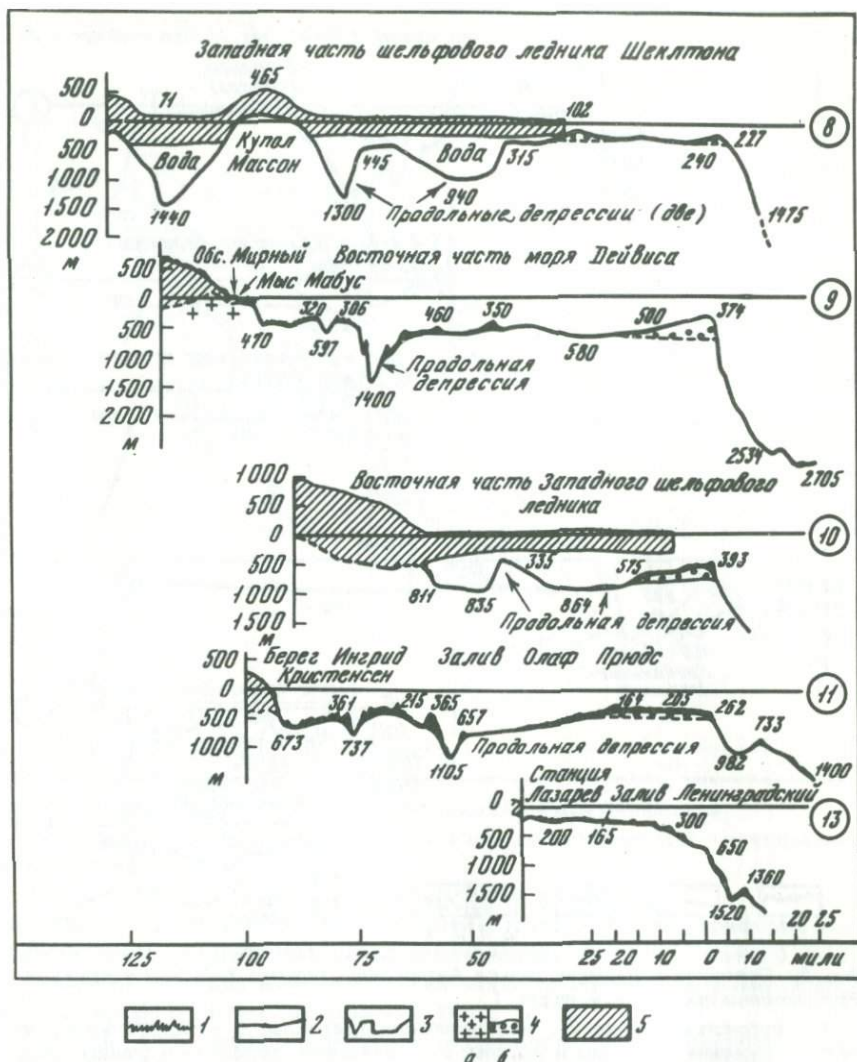


Рис. 3. Поперечные профили шельфа Антарктиды (номера 8—11 и 13 в кружках). Расположение профилей см. на рис. 1

1 — бугристый шельф; 2 — аккумулятивные равнины; 3 — продольные депрессии; 4 — коренные породы и морены: а — чарнокиты, б — подводные морены; 5 — край ледяного купола Антарктиды и шельфовые ледники

проявившегося почти повсеместно в других районах Антарктиды после деградации оледенения в конце плейстоцена и в голоцене. Шельф Южных Шетландских островов морфологически идентичен шельфу п-ова Тринити. Однако здесь большее значение имеют поперечные разломы, выраженные в виде проливов между островами и фиордов.

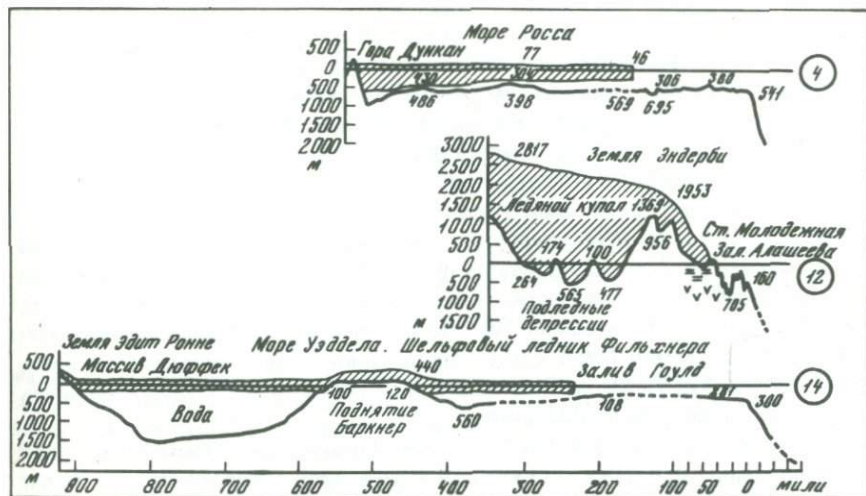


Рис. 4. Поперечные профили шельфа Антарктиды (номера 4, 12 и 14 в кружках). Расположение профилей см. на рис. 1

1 — бугристый шельф; 2 — аккумулятивные равнины; 3 — продольные депрессии; 4 — коренные породы материка (сланцы и гнейсы); 5 — край ледяного купола Антарктиды и шельфовые ледники

Несколько иной облик имеет шельф Западной Антарктиды против архипелага Пальмера и в районе о-ва Тёрстон в море Беллинсгаузена, где материк более массивен и испытывал в плейстоцене большую ледовую нагрузку (рис. 2, профили 2, 3). Структурные формы здесь еще сохраняют параллельность краю материка, однако ширина шельфа увеличивается до 50—70 миль, а средняя глубина до 350—400 м. Дно прибрежной зоны испытывает резкое расчленение с амплитудой более 300 м, а в средней части шельфа намечается плавный прогиб до 500—585 м, где концентрируются большие мощности мариногляциальных осадков. Внешняя зона аккумулятивных равнин приобретает характерный для Антарктиды наклон к югу, обусловленный изостатическим поднятием края шельфа в период после деградации оледенения и отложение здесь краевых морен древнего ледника.

**Окраина Земли Мэри Бэрд.** Участок прибрежного мелководья между морями Амундсена и Росса лишь условно может быть отнесен к Западной Антарктиде как части материка. Считается, что по своим структурно-геологическим данным он более близок антарктической платформе Восточной Антарктиды, точнее — той ее части, которая сложена рифейско-палеозойским комплексом фундамента (Равич, 1966). В то же время некоторые американские и английские исследователи склонны видеть здесь продолжение верхнепалеозойских складок Антарктического полуострова (Wade, 1937; Doumani, 1960). Нам представляется, что Земля Мэри Бэрд или, во всяком случае, большая ее часть вообще не принадле-

жит ни платформе Восточной Антарктиды, ни складчатым структурам орогена Западной Антарктиды, а представляет собой сегмент тихоокеанского пояса молодой складчатости и вулканизма (тихоокеанского кольца), который в данном месте примыкает к Западной Антарктиде. Горы Эдсела Форда с древними породами, вызывающими основные разности, могут при этом представлять собой отторженец платформы, включенный в молодые складки кольца.

Шельф Земли Мэри Бэрд протягивается от п-ова Тёрстон до п-ова Эдуарда VII, ограничивающего с запада море Росса, включает все море Амундсена, а также полосу прибрежного мелководья между мысами Дарт и Колбек, относящуюся к собственно Южному океану (рис. 5, профиль 15; рис. 6, профиль 16). По номенклатуре суши, шельфу соответствует вся Земля Мэри Бэрд с входящими в нее Берегом Уолгрена, Берегом Хоббса, Берегом Руперта и Берегом Сондерса. Протяженность береговой линии около 1000 миль.

Почти всюду край ледяного купола Антарктиды окаймлен у моря шельфовыми ледниками (Туэйтса, Гетца и др.). Обнажения коренных пород на берегу, по которым можно в какой-то степени судить о строении мелководной прибрежной части дна, встречаются среди льдов в районе о-ва Бэр и п-ова Мартин, на горе Сайпл (мыс Дарт), в скалах, окаймляющих ледник Корделла Хелла, в прибрежных отрогах хребта Эдсела Форда, а также в горах Скотт, Рокфеллер и других на п-ове Эдуарда VII. Кроме того, в отдалении от берега моря ледяной купол материка прорывают в нескольких местах крупные нунатаки и горы Такаэ, Мэрфи, Тони, Крери, Сидли (хребет Экзекьютив-Коммитти), Петрас и Берлин (хребет Хал-Фалд), по породам которых можно приблизительно определить строение Земли Мэри Бэрд в целом.

Все эти поднятия приурочены к какому-то одному или двум, сочетающимся кулисообразно горным поясам, вытянутым широтно, приблизительно вдоль берега, на некотором расстоянии от него. К югу от полосы гор на многие сотни километров простирается не нарушенная выходами пород поверхность ледяного купола, и здесь, по геофизическим данным, кровля коренных пород опущена ниже уровня океана, образуя гигантскую подледную депрессию, соединяющую впадины морей Росса и Беллинсгаузена. Таким образом, полоса горных поднятий Земли Мэри Бэрд на северном краю депрессии может рассматриваться как архипелаг крупных и мелких островов, ныне спящих льдом, ряд из них скрыт целиком массой льда. Присутствие океанических базальтов в составе пород этих гор позволяет сделать предположение о принадлежности всей цепи поднятий к тихоокеанскому кольцу молодой складчатости, глыбовых движений и вулканизма. Тогда депрессия с ее дном, опущенным более чем на 2500 м, представляется в виде котловины окраинного моря материка Антарктиды.

Континентальный шельф в пределах данного участка Антарктиды, начинаясь у северных подножий острова (хребтов и гор), протягивается на север вначале под материковым и шельфовым льдом Антарктиды, а затем под морскими льдами моря Амундсена и прибрежных вод Берегов Хоббса, Руперта и Сондерса в виде отмели, сильно различающейся по

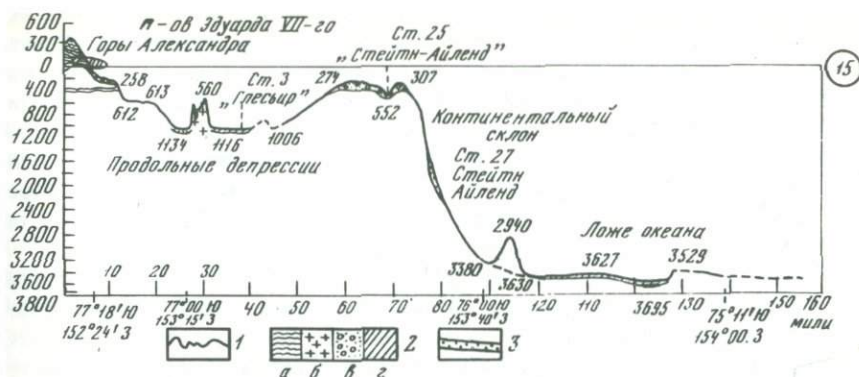


Рис. 5. Поперечный профиль прибрежной полосы дна и материкового склона Антарктиды в районе Земли Мэри Бэрд (п-ов Эдуарда VII, залив Сульцбергер). По материалам экспедиции "Дипфриз" и отметкам глубин на американских гидрографических картах. Положение профиля см. на рис. 1

1 — контур дна; 2 — коренные породы и осадки; а — флишевые фации, б — гранитоиды, в — песок с галькой (морена), г — глинистый ил; 3 — алевроит

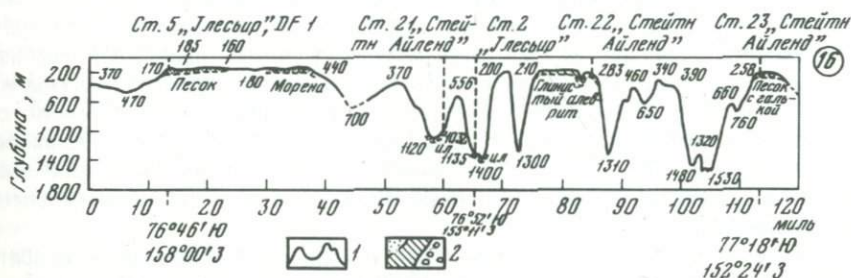


Рис. 6. Продольный профиль шельфа Западной Антарктиды в районе Земли Мэри Бэрд (у п-ва Эдуарда VII). По материалам экспедиции "Дипфриз" и отметкам глубин на американских гидрографических картах. Положение профиля см. на рис. 1

1 — контур дна; 2 — песок, глинистый алевроит и морена

ширине. Так, в районе залива Аайн-Айленд моря Амундсена, у западного берега п-ова Тёрстон, шельф достигает максимальной ширины — 250 миль. Затем в восточном направлении полоса его сужается, составляя в средней части моря Амундсена, у мыса Херлейкер (п-ов Мартин) приблизительно 120 миль. У мыса Дарт (гора Сайпл) — около 70 миль, у Берега Хоббса — 60 миль и против п-ова Эдуарда VII — всего около 40 миль. Все эти данные несколько занижены, поскольку в действительности шельф, как указывалось выше, простирается подо льдом к югу до северных склонов параллельных берегу горных хребтов, положение которых неясно. В среднем, если исключить море Амундсена, шельф здесь мало отличается по ширине от восточноантарктического, однако, как будет показано ниже, он по структурно-морфологическим признакам не сопоставим ни с одним из рассмотренных прибрежных участков дна Антарктиды.

Аэрогеологические исследования, проводившиеся на антарктической научной станции "Бэрд" (США), показали, что большинство гор Земли Мэри Бэрд (во всяком случае, в восточной части) сложено вулканическими породами (Anderson, 1960). Группы гор обычно образуют цепи, вытянутые широтно, при этом чаще всего намечается две цепи, выраженные не всюду достаточно четко. Некоторые горы имеют в плане удлиненную форму и их гребни ориентированы также приблизительно линии берега. Имеющиеся материалы позволяют более подробно остановиться на некоторых участках горных цепей.

Щитовой вулкан Монт-Таказ (3486 м) на Берегу Уолгрена в самой восточной части рассматриваемого участка сложен темно-серыми андезит-базальтами. Преобладают олигоклазовые андезиты и образования, напоминающие туфы, породы содержат мало оливина и несут явно щелочной характер, напоминая по составу лавы островов южной части дуги Скотия. Интересно отметить присутствие в лавах горы Таказ обломков интрузивных и осадочных пород, что говорит о том, что вулканы Земли Мэри Бэрд насажены на фундамент из этих пород.

Далее к западу, в горах Тони Крэри, Петрас и на хребте Экзекьютив-Коммитти, молодые плейстоцен-голоценовые базальты сочетаются с более кислыми вулканическими образованиями. Большинство этих гор представляет собой изолированные вулканы с сохранившимися кратерами, однако обращает на себя внимание и крупный пластовый массив вулканитов, лежащих в виде чехла на поверхности интрузивных пород и, возможно, пород рифейско-нижнемелового осадочно-кристаллического комплекса, которые далее к западу обнажаются в некоторых гребнях хребта Эдсела Форда. Этот вулканический чехол и подстилающие его гранитоиды образуют ясно видимый с самолета на фоне материкового льда темный уступ.

Между Монт-Таказ и берегом моря Амундсена располагается хребет Колер, увенчанный острыми пиками, форма которых свидетельствует о распространении здесь пород более прочных и менее поддающихся разрушению, чем вулканиты. Вместе с тем, по данным эромагнитных наблюдений, последние на хребте также присутствуют, хотя и в меньшем объеме. Создается впечатление, что здесь подо льдом протягивается один из двойных хребтов, характеризующих островные дуги. Его высоты приближаются к 2500 м. Хребет вытянут субширотно, т.е. почти параллельно общему простиранию ледяного края континента.

Расположенные далее к западу горы Тони как бы продолжают хребет Колер, однако они сложены исключительно вулканическими породами, насколько это можно заключить, исходя из обследованных обнажений. Из вулканических лав состоят и горы Крэри, расположенные юго-западнее гор Тони.

Большой, широкий и включающий несколько гребней хребет Экзекьютив-Коммитти достигает отдельными своими вершинами высоты около 4000 м. На одной линии с ним у самого берега моря высится гора Сайпл — огромный одиночный вулкан, высотой 3100 м, спящий с материком шельфовым ледником Геца. Преобладающими породами всюду являются оливинные базальты и сопутствующие им туфы, характерные

для тихоокеанского вулканического кольца. По-видимому, поверхность из осадочных и кристаллических пород опущена здесь на большую глубину.

Еще одним крупным массивом западной части Земли Мэри Бэрд, расположенным несколько западнее п-ова Эдуарда VII и залива Сульцбергер, является хребет Эдсела Форда, открытый адмиралом Ричардом Бэрдом в 1929 г. Здесь породы фундамента и пронизывающие их интрузии уже выходят на поверхность и лишь местами прикрыты пластом кайнозойских вулканитов. Осадочные толщи из граувакк, аркозовых и кварцевых песчаников и сланцев достигают здесь мощности около 3 км. Возраст их до сир пор точно не определен. Один из первых исследователей Антарктики, Ноулис, параллелизовал эти образования с верхнепалеозойскими отложениями Антарктического полуострова (Knowles, 1945). Позже, однако, появились данные, позволяющие сравнивать их с рифейско-нижнепалеозойским комплексом Земли Виктории (Fairnridge, 1952; Климов и др., 1960; Равич, 1966).

Наибольшее распространение, особенно в южной части хребта Эдсела Форда, имеют кварцевые песчаники, биотит-мусковитовые и серицитовые сланцы, смятые в широкие складки северо-западного простирания, образующие антиклинали и синклинали с мелкими вторичными изгибами слоев. Именно эти отложения аналогичны, по мнению Равича, рифейско-нижнепалеозойскому комплексу, развитому в районе Великого Антарктического горста.

Вся северная, ближайшая к морю, часть хребта Эдсела Форда сложена изверженными породами — гранодиоритами и гранитами. Эти породы разбиты сбросами также северо-восточного простирания, что ни в какой мере не отражается на конфигурации морского берега, многочисленные мысы и заливы которого, напротив, ориентированы на северо-запад, согласно простиранию складок фундамента. Аналогичная ориентация донного рельефа отмечается на шельфе, в тех редких местах, где производилось эолотирование. Таким образом, первичными рельефообразующими здесь явились, по-видимому, не дизъюнктивные, а складчатые дислокации.

Вулканические породы в виде покровов молодых базальтовых лав имеют в хребте Эдсела Форда подчиненное значение и обнаружены только в цепи Фэздик на севере горного поднятия. Ненарушенность вулканических конусов и свежесть пород в обнажениях позволяют высказать предположение о современном или очень юном возрасте вулканических проявлений. Следует отметить, что нигде в Восточной Антарктиде, за исключением юго-западного побережья моря Дейвиса, не удалось наблюдать свежих вулканических форм на берегу, и это обстоятельство несколько ослабляет позицию М.Г. Равича, относящего всю Землю Мэри Бэрд к Восточной Антарктиде. Нунатаки Скотта, разбросанные вдоль северного берега п-ова Эдуарда VII, целиком сложены гранитами и, возможно, представляют часть батолита, обнажающегося в горах Рокфеллера. Важно отметить, что вместе с горами Джон Боумэн и Ла-Гарс они образуют двойную цепь поднятий, высотой в среднем около 700 м, имеющую северо-западное простирание; и, хотя вулканические образования здесь пока не обнаруже-

ны, эти горы морфологически удивительно напоминают двойную цепь островов Баллени с аналогично ориентированными хребтами. При анализе форм рельефа шельфа будет показано, что в том же направлении протягиваются крупные впадины и продолговатые возвышения дна у берегов полуострова Эдуарда VII (см. рис. 6).

Приведенные данные позволяют наметить некоторые общие закономерности геологического строения и расположения структурных элементов в пределах Земли Мэри Бэрд, важные для расшифровки морфоструктур примыкающей к ней полосы антарктического шельфа, не закрытой материковым льдом. Удаленная от моря часть этой Земли представляет, как уже указывалось, обширную впадину с дном, расположенным ниже уровня моря, которая в случае отсутствия материкового льда выглядела бы как окраинное море Восточной Антарктиды. Впадина оформилась в кайнозой, в результате сбросов и прогибов земной коры, на весьма обширной площади. Расположенная севернее полоса возвышенностей в структурном отношении может рассматриваться как кратон по отношению к этой впадине. Рифейско-нижнепалеозойские толщи осадочно-метаморфических пород с пронизывающими их интрузиями, общей мощностью свыше 5 км, приподняты на флангах рассматриваемого участка и за его пределами — в горах Джонс и в хребте Эдсела Форда. На остальном пространстве Земли Мэри Бэрд их поверхность глубже опущена и лишь в некоторых местах надстроена цепями крупных щелочнобазальтовых вулканов, имеющих общее простирание, близкое к широтному. Северные подножия этих вулканических сооружений (кайнозойских и современных) образуют южную границу полосы шельфа, которая повсеместно скрыта материковым льдом. Возможно, что отдельные менее крупные вулканические сооружения располагаются уже в пределах шельфа, подшельфовыми ледниками и морскими льдами моря Амундсена.

Таким образом, Земля Мэри Бэрд по существу не материк в обычном понимании этого слова, а архипелаг островов (островных гор и хребтов), представляющих одно из звеньев циркум-тихоокеанского вулканического пояса, включающего в Южном океане также острова Баллен, Скотта и Петра I. Подтверждение тому, помимо данных о составе пород, можно видеть в материалах сейсмических работ, проведенных здесь американскими геофизиками (Bentley *а.о.*, 1960). Эти исследователи считают, что если бы был удален ледовый покров, то вулкан Монт-Таказ оказался бы островом, отделенным от материка участком открытого моря. Вместе с тем вулканические сооружения здесь формируются на континентальной коре, имеющей мощность около 30 км, вообще характерной для шельфов мира. Для складчатых материковых областей, таких, например, как Западная Антарктида, типичны несколько большие мощности, порядка 35—40 км, и это лишний раз свидетельствует в пользу структурных различий Земли Мэри Бэрд с ее ярко выраженным вулканизмом и складчатой областью Антарктического полуострова Западной Антарктиды. Земля Мэри Бэрд — не сам континент, а лишь спаявшаяся с ним часть Тихоокеанского пояса, характеризующаяся описанными выше специфическими чертами строения и морфологии, отличающимися от типичных окраинных рифов как Западной, так и Восточной Антарктиды.

Безусловно, полоса вулканических гор на морском фланге Земли Мэри Бэрд возникла уже после формирования Андийского складчатого пояса, т.е. в конце третичного — начале четвертичного времени. Об этом говорит, в частности, факт наложения на андийские структуры контуров подледного внутриматерикового прогиба, синхронного с вулканическими образованиями окаймляющего его с севера кратона.

Шельф Земли Мэри Бэрд в геоморфологическом отношении изучен крайне недостаточно, поскольку большая его часть находится под материковым льдом. Для оценки рельефа прибрежной части дна нами по материалам экспедиции "Дипфриз" составлен продольный профиль (см. рис. 6) .

Против залива Корделла Хелла промерный галс в море Амундсена совпал, видимо, с осью ледниковой долины, имеющей переуглубленное устье, что находит подтверждение в наличии на морском дне в удалении от берега двух возвышенностей, внешне напоминающих коренные гряды выведенных ледников. При общем резком расчленении донной поверхности и уклонах, часто превышающих  $4^\circ$ , трудно предполагать, что гряды целиком сложены рыхлыми осадками. Правильнее считать, что они насажены на вулканические массивы, аналогичные встреченным на материке, но несколько меньшей высоты.

Восточную окраину у Земли Мэри Бэрд характеризуют профили (см. рис. 5, 6) . В заливе Сульцбергер от берега к глубинам свыше 1000 м ведут две крупные ступени с приблизительно горизонтальными поверхностями и крутыми уступами, образованными, по-видимому, сбросами (Lerly, 1967) . Две параллельные берегу депрессии окаймляют узкий изолированный массив с иззубренной формой вершины. Далее к северу дно в виде ровного склона поднимается к моренной возвышенности с двумя вершинами.

Продольный профиль прибрежной полосы дна проходит на расстоянии семи миль от берега п-ова Эдуарда VII. В его западной части прослеживается сходство с обычными шельфами: здесь простирается равнина, покрытая ледниково-морскими осадками. Весь же восточный отрезок профиля отражает исключительно сложно и резко расчлененное дно, где амплитуда глубин достигает 1300 м. От полуострова к северу отходят подводные каньоны, несомненно, служащие продолжением узких депрессий суши, скрытых покровом материкового льда. Подобный характер расчленения отмечен на южном шельфе Южных Шетландских островов, где узкие поперечные долины совпадают по положению с проливами между островами. Создается впечатление, что и подо льдом п-ова Эдуарда VII как и вблизи побережья залива Сульцбергер, скрывается архипелаг островов, образующих сегмент одной из дуг тихоокеанского подвижного пояса.

Как видно из приведенных профилей, дно океана вблизи побережья Земли Мэри Бэрд не имеет ничего общего не только с мировыми эталонами шельфов, но и с рассмотренными выше соседними участками окраины Антарктиды. Возникает сомнение в возможности отнесения его к данному морфоструктурному типу вообще. По-видимому, древний шельф моря Амундсена следует искать где-то значительно южнее, под покровом материкового льда, хотя и здесь он вряд ли претерпел морфострук-

гурные преобразования, характерные для мелководных прибрежных участков дна. Неправоммерно и отнесение прибрежного мелководья п-ова Эдуарда VII к категории типичных шельфов. Развитие морфоскульптуры началось здесь, по-видимому, только в голоцене и выразилось лишь в накоплении осадков на дне долин и на поверхности террасовидных ступеней. Никаких признаков волнового разрушения пород не обнаружено. Отсутствуют и следы размыва дна придонными течениями.

Общим выводом из имеющихся данных о морфологии и структуре прибрежной отмели Земли Мэри Бэрд может быть прежде всего установление ее несхожести со всеми другими участками шельфа Антарктиды. Здесь не встречены пространства мелкобугристого рельефа, обусловленного в основном продольными дислокациями, столь характерными для края материка, и, напротив, исключительно сильно проявляется поперечное расчленение, преимущественно вблизи берегов, сравнимое лишь со сложными формами шельфов островных дуг, с их четкими проявлениями молодых тектонических нарушений, сопровождаемых излияниями вулканических продуктов. По всем признакам, море Амундсена, залив Сульцбергер и северное мелководье у п-ова Эдуарда VII — это не шельф Антарктиды, а океаническая окраина кольца складчатости, вулканизма и современных тектонических движений, окаймляющего Тихий океан.

### Шельф морей Уэдделла и Росса

Впадины обоих морей расположены на месте гигантской тектонической депрессии земной коры субмеридионального простирания. Также ориентированы главнейшие элементы морфоструктуры. В море Уэдделла под шельфовым ледником Фильхнера протягивается узкая впадина глубиной более 1000 м. В виде подводной долины она прослеживается и далее в открытой части моря, к северу от залива Дюк Эрнст. К западу от нее сейсмическим зондированием выявлено еще несколько впадин, разделенных массивными выступами коренных пород (Tiel a.o., 1959). Как видно из профиля (рис. 4, профиль 4), вся подледная часть моря Уэдделла (под шельфовым ледником) по характеру своего рельефа и глубинам не может считаться шельфом в обычном понимании этого термина. Аккумулятивные равнины на глубинах 200–300 м отмечены лишь на северо-западе, исследования здесь сильно затруднены сплоченными морскими льдами; в составе донных отложений почти исключительно терригенный айсберговый материал.

Приблизительно 2/3 моря Уэдделла относится к Западной Антарктике и лишь на востоке омываемая его водами часть Берега Принцессы Марты, Земли Кэрда и Берег Луитпольда принадлежат Восточной Антарктиде. Поскольку по геологическим данным (Климов, Равич, Соловьев, 1969) Земля Мэри Бэрд относится к Антарктической платформе, граница между Западной и Восточной Антарктидой может быть проведена от восточного угла моря Амундсена на юго-восток, к горам Элсуэрта и далее — вдоль восточного подножия этих гор к Земле Эдит Ронне. Положение границы под шельфовым ледником Фильхнера неясно. По морфологическим признакам ей соответствует меридиональный желоб моря Уэдделла.

В море Росса, окаймленном на западе горами древнекаледонского пояса складчатости, наиболее характерными элементами морфоструктуры являются две узких железообразных впадины, протягивающиеся вдоль западного и восточного берегов с юго-востока на северо-запад или субмеридионально. В западной впадине, известной под названием депрессии Дискавери, находится максимальная глубина моря — 1397 м.

Дно центральной части моря с средней глубиной около 350 м расчленено широкими впадинами с очень неровным дном, открывающимся к материковому склону в виде подводных долин. Лежащие между ними участки холмистой равнины выглядят как платообразные возвышенности, вытянутые субмеридионально, согласно направлению главных структурных линий гор Земли Виктории и желобообразных понижений у восточного и западного берегов (см. рис. 4). К структурным же формам относятся мелкие бугры и скалистые горы, а также впадины на склонах желобообразных понижений у берегов и по краям плато. Они образованы, по-видимому, процессами глыбового дробления донных пород, активизируемого продолжающимися дифференциальными движениями блоков коры в пределах депрессии Росса—Уэдделла. К северу от станции Литтл-Америка отмечается погружение поверхности коренных пород до глубины около 2000 м ниже уровня моря. Суммарная мощность вышележащего "второго слоя" и консолидированных осадков составляет здесь 1400 м. О тектонической активности всей пограничной полосы между Западной и Восточной Антарктидами свидетельствует и современный вулканизм на острове Росса (вулканы Эребус и Террор).

Средняя мощность земной коры под морем Росса, вычисленная по сейсмо-гравиметрическим данным, равна 28 км (Woolard, 1962). Она, таким образом, на 4 км меньше, чем средняя мощность коры в Антарктиде (32 км) и на 32 км меньше предполагаемой максимальной мощности коры у полюса относительной недоступности (60 км). Кору моря Росса можно вместе с тем считать континентальной. Несколько уменьшенная ее мощность объясняется наличием на месте моря Росса глубокого тектонического прогиба, осложненного по краям разломами. Еще более тонкая кора (25 км), включающая двухкилометровый слой полуконсолидированных отложений, распространена, как считает Вуллард, в полосе подледной депрессии Росса—Беллинсгаузена, где ее правильнее относить уже к субконтинентальному типу.

Морфоскульптура дна моря Росса в своем развитии зависит во многом от первичных форм, созданных тектоникой. Обильное поступление на дно несортированных айсберговых осадков и диатомовых частиц приводит к смягчению контуров рельефа, хотя и незначительному. Даже аккумуляция больших масс моренного материала древнего ледника на севере моря не элиминирует меридиональную ориентацию структурного рельефа. Банка Пеннелл с вершиной, лежащей на глубине 100 м от поверхности океана, так же, как и другая более северная возвышенность вблизи границы с материковым склоном, представляют собой коренные выступы дна, надстроенные толщей морены.

На дне моря Росса отсутствуют формы волнового выравнивания. Слабо выражены и древние абразионно-аккумулятивные поверхности, которые

могли бы характеризовать более ранние этапы подводной денудации, когда уровень океана эвстатически снижался. Донные отложения отличаются плохой сортировкой. Развитие морфоскульптуры идет исключительно за счет аккумуляции марино-гляциальных осадков, причем, несмотря на большой темп седиментации, зрелые поверхности выравнивания здесь по существу отсутствуют. Этому способствуют также сильные придонные течения, размывающие осадки как на возвышениях дна, так и в широких впадинах субмеридионального простирания.

Таким образом, дно моря Росса лишь отдаленно напоминает участки мелководий океанов и морей, которые принято называть шельфами. Процессы волновой денудации с характерной сортировкой осадочного материала здесь не развиваются. Нет данных, свидетельствующих об их активности и в четвертичное время. Поверхность дна всегда располагалась ниже уровня шельфовых глубин и испытывала выравнивание только за счет накопления разнообразных по составу и крупности марино-гляциальных осадков. Даже по батиметрическим признакам море Росса может лишь условно быть отнесено к категории шельфов.

### Шельф восточной части Восточной Антарктиды в пределах древнекаледонского пояса складчатости

К востоку моря Росса характерные структуры пояса древнекаледонской складчатости прослеживаются вдоль берега Южного океана (Земля Виктории) на протяжении свыше 500 миль до меридиана  $148^{\circ}$  в.д. (Берег Короля Георга V). Здесь наиболее полно развит средний ярус Антарктической платформы, представленный рифейским сланцево-граувакковым комплексом и кембрийскими известняками. Будучи в разной степени подвержены абразии, эти породы создают сложный рельеф в зоне современного волнового поля ближайшей к берегу части дна.

На данном участке сильнее, чем в других районах Антарктиды, выражены разломы меридионального простирания. К ним приурочены трог выводящих ледников, переходящие на шельфе в подводные долины. В пределах всей шельфовой полосы, достигающей местами ширины 200 миль, отмечено глубокое положение поверхности Мохоровичича — 30–33 км. Здесь развита типично континентальная кора мощностью 32–35 км. Еще большие мощности, порядка 40 км, выявлены сейсмо-гравиметрическими методами на шельфе против мыса Эдер, где к берегу подходит хребет Адмиралтейства и горные цепи Земли Виктории.

Рельеф шельфа отражен на профиле дна, составленном по материалам эхолотирования "Оби" вблизи Берега Короля Георга V (см. рис. 2, профиль 5). На профиле выделяется полоса сильно расчлененного рельефа, названная нами "бугристым шельфом" Антарктиды, с характерными для него исключительно контрастными формами скалистых гряд, бугров и узких впадин. Глубины океана здесь колеблются от 200 до 1400 м.

К северу от полосы бугристого шельфа протягивается желобообразное понижение дна глубиной до 1600 м. На всем протяжении шельфа в пределах развития структур древнекаледонской складчатости выявлено не менее трех таких понижений. Два из них выходят из-под покрова матери-

кового льда и пересекают шельф в северо-западном и субмеридиональном направлении, открываясь к глубинам материкового склона. Одна депрессия протягивается субширотно и прослежена на протяжении свыше 100 миль. Наконец, самая северная часть шельфа выражена в виде слегка волнистых аккумулятивных равнин, частично прикрытых древними моренами и испытывающих легкий наклон к югу. Ширина этой морфологической зоны доходит до 120 миль. Меридиональные разломы на периферии материка, несомненно, повлияли на развитие скульптурного рельефа этой части дна, поскольку служили основными путями выноса моренного материала.

### **Шельф Восточной Антарктиды**

#### **в пределах обнаженного дорифейского кристаллического фундамента Антарктической платформы**

В обрывах окраинных глыбовых гор большей части Восточной Антарктиды обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы фундамента платформы архейского или нижнепротерозойского возраста, претерпевшие различные стадии и фации регионального метаморфизма. Эти древнейшие породы, слагающие один из фрагментов раздробленного материка Гондваны, достигают общей мощности 25—30 км и прослеживаются вдоль побережья Антарктиды от ледника Серца (западная часть Берега Короля Георга V) до ледника Пенка (Земля Королевы Мод) на протяжении более 7000 км. Лишь в одном районе — в Горах Принца Чарлза (Берег Ларса Кристенсена) на материке обнаружены песчаники каменноугольного возраста, относящиеся к осадочному чехлу Антарктической платформы. Все породы отличаются большой прочностью и устойчивостью по отношению к явлениям внешней среды, и этим, по-видимому, объясняется хорошая сохранность первичного тектонического рельефа в ближающей к берегу полосе шельфа, где эти породы частично обнажены.

Для суждения о направлении структурных линий в пределах подводной окраины материка важно отметить преобладание субширотной ориентировки осей складок в породах фундамента, а также наличие разломов преимущественно субширотного направления, с которыми связаны многие морфологические элементы шельфа и материкового склона.

Геоморфологическое изучение шельфа Восточной Антарктиды было начато в 1-м рейсе э/с "Обь" в 1956 г. и продолжалось в 3, 8 и 9-м рейсах в последующие годы. В общей сложности было сделано более 20 пересечений шельфовой полосы с эхолотным промером глубин и геологическими станциями (Zhivago, Evteev, 1970). Кроме того, в 60-х годах в морях Дюрвиля и Дейвиса, заливах Алашеева и Ленинградском, а также вдоль Берега Ларса Кристенсена и Берега Принцессы Астрид выполнены параллельные берегу промерные галсы, позволившие более детально осветить рельеф ближайшей к берегу полосы дна. Особенно подробно изучено море Дейвиса, морфология дна которого типична для всего шельфа Восточной Антарктиды. Анализ эхолотных профилей в совокупности с данными сейсмозондирования в районах шельфовых ледников позволяет установить морфологическую зональность шельфа, четко выраженную на

всем протяжении окраины Восточной Антарктиды, за исключением района Земли Эндерби, где шельф сильно сужается благодаря выступу к северу огромного островного массива из коренных пород, скрытого льдом (см. рис. 4, профиль 12).

Ближайшая к берегу зона представлена рельефом сравнительно мелких бугров ("бугристый шельф"), образование которых обусловлено как структурными особенностями окраины платформы, так и процессами неоднородного разрушения слагающих дно пород внешними агентами. Судя по записям на эхограммах, бугры данного подтипа наиболее распространены в восточной части побережья Земли Уилкса, в море Дейвиса, у Берега Кемпа и вблизи Земли Королевы Мод (см. рис. 2, профиль 6). Здесь можно наблюдать асимметричные в профиле удлинённые бугры и гряды резких очертаний, поднимающиеся над поверхностью дна на 80—150 м. Особенно четко эти формы выражены в море Дейвиса, где профиль дна нередко напоминает чередование куэстовых гряд суши (см. рис. 3, профили 8, 9, 10).

Второй подтип бугристого шельфа с формами, образовавшимися исключительно благодаря раздроблению донных пород (глыбовый шельф), часто трудно отличить от описанного выше, тем более что обычно формы дробления развиты в тех же районах. В чистом виде глыбовый шельф распространен, по-видимому, против выступа Земли Эндерби, где он занимает обширные площади дна, иногда даже на большом расстоянии от берега. Морфологически шельф данного подтипа представляет собой частое чередование резко очерченных глыб и неглубоких депрессий с крутыми и даже отвесными склонами, нередко вторично расчлененными. Амплитуда рельефа здесь иногда достигает 150 м.

В расположении форм обоих подтипов наблюдается известная закономерность: чем глубже расчленено дно, тем четче выявляется широтная ориентировка форм, совпадающая с направлением преобладающих разломов на окраине материка. Как те, так и другие формы бугристого шельфа почти не подвергались волновой планации и воздействию других агентов водной среды. Контрастность и свежесть рельефа позволяют сделать предположение о недавнем вступлении этой части дна в сферу моря. Только этим можно объяснить тот факт, что при обильном выносе на шельф моренного материала айсбергами аккумуляция его в депрессиях проявилась очень слабо, а вершины гребней и бугров не срезаны волнами. Можно предположить, что дно долгое время было ложем материкового ледника, и тектонический рельеф сохранил свой первичный облик благодаря скоплению мертвого льда во впадинах между буграми. На вершины бугров лед также, видимо, оказывал незначительное влияние, так как движение его происходило преимущественно в более высоких горизонтах ледниковой толщи. Лишь недавно донный рельеф вступил в соприкосновение с водной средой в связи с общей деградацией оледенения.

Возраст дизъюнктивных нарушений, создавших рельеф бугристого шельфа, несомненно, очень юный, во всяком случае совпадающий с периодом оледенения. Предполагать образование мелких форм в эпоху, предшествовавшую последнему наступанию льдов, было бы неправильно, поскольку при высоком уровне океана и далеко отступившей кромке лед-

ника того времени шельф был бы выровнен. Ориентировочно возраст может считаться позднеплейстоценовым, т.е. относящимся к последней эпохе активизации оледенения Антарктиды.

Может быть выделен и третий подтип бугристого шельфа, формы которого в общем аazonальны. Это отдельные бугры и выступы более плавных очертаний, расположенные на большем удалении от берега. Мягкость контуров обусловлена ледниковым сглаживанием выступов коренных пород, однако чаще бугры представляют собой чисто аккумулятивные образования, создающиеся в местах выпадения моренного материала из айсбергов, долгое время находившихся среди морского неподвижного льда или севших на мель. Постепенно подтаивая, эти айсберги в конце концов уносятся течениями, оставая на дне скопления песчано-глинистого материала, щебня и валунов. Рельеф этого подтипа наблюдается у Земли Уилкса, в северной части моря Дэйвиса и у Земли Королевы Мод. Судя по фотографиям, сделанным с судна "Элтания", аналогичные формы распространены и на шельфе Западной Антарктиды (Goodell, 1964, 1965). Бугры обычно не бывают выше 10 м и имеют очень пологие склоны.

Вторую морфоструктурную зону шельфа, протягивающуюся к северу от первой, образуют узкие, шириной всего несколько миль, впадины, разрезающие материковую отмель на протяжении многих десятков и даже сотен миль. Они были обнаружены во время 1-го рейса э/с "Обь" в Южный океан в 1956 г. и первоначально приняты за единую депрессию, протягивающуюся вдоль берегов Восточной Антарктиды, от Земли Королевы Виктории до моря Дейвиса (Zhivago, 1962). Позже, однако, аналогичные, но обособленные впадины были зарегистрированы эхолотами в более западных участках шельфа, в заливах Улаф Прюдс и Лютцов—Хольм. В третьем рейсе "Оби" была обнаружена максимальная глубина таких депрессий у Берега Короля Георга V, где она доходит до 1600 м (Живаго, 1971). В настоящее время можно считать установленным, что наиболее четко внутришельфовые депрессии выражены между 80 и 140° в.д., где они ориентированы субпараллельно относительно края материка. Западные отрезки депрессий, постепенно изгибаясь к северу, иногда выходят на материковый склон, тогда как восточные скрываются под шельфовыми ледниками или материковыми льдами. Поперечный профиль депрессий, как правило, асимметричен: ближайший к берегу склон всегда круче более отдаленного. Происхождение этих форм связано, по-видимому, с молодыми разломами на краю материка, возникавшими при осцилляциях периферической части ледяного купола и соответствующих изменениях нагрузки льда на земную кору. Аналогичные депрессии известны на шельфах Норвегии и Лабрадора (HoltedahI, 1958).

Зона продольных внутришельфовых депрессий, помимо главного разлома, включает еще и несколько более мелких, располагающихся ближе к краю материка. Они нередко достигают ширины 1—3 мили, при глубине 60—700 м, и как бы сопутствуют основной депрессии, будучи параллельными ей и сходными по форме. Можно предполагать, что с расширением сейсмоакустических исследований узкие вытянутые вдоль берега депрессии удастся обнаружить и в самой южной части зоны бугристого шельфа,

скрытой покровом материкового льда. Характерно, что некоторые из разломов, выявленные в прибрежных "оазисах", также субпараллельны краю материка и в общем достаточно четко выражены в рельефе. Вполне вероятно, что аналогичные разломы развиты на очень широком пространстве периферической полосы Антарктиды подо льдом.

Наиболее отдаленная от берега третья зона шельфа представлена полосой аккумулятивных равнин (подводных пенепленов), часто испытывающих наклон в сторону материка. В море Дейвиса такой "обратный" наклон характеризуется перепадом глубин в среднем от 200 м на севере до 450—500 м на юге. У Берега Короля Георга V соответственно от 360 до 520 м и у Земли Королевы Мод — от 220 до 500 м. Углы наклона поверхности дна близки к  $1^\circ$ . Образование наклона вызвано, по-видимому, изостатическими причинами, т.е. воздыманием подводного края материка, свободного от нагрузки льда.

Удаленные от берега равнины представляют собой истинный шельф Антарктиды, формирование которого происходило в основном в эпоху выдвигания материковых льдов к северу, когда уровень океана был еще низок и на дне развивались процессы волнового выравнивания. В дальнейшем, по ходу деградации оледенения, эвстатического уровня океана и поднятия края шельфа, все большее значение приобретала аккумуляция марино-гляциальных осадков. Первичные неровности коренных пород оказались погребенными под толщей глин, песка, щебня и валунов. Сохранились лишь наиболее крупные из них, например против выступа Берега Бадда и к северу от бухты Порпос Берега Банзарэ. Генетически это останцы из коренных пород, частично выровненные абразией и покрытые чехлом терригенных осадков. Иногда к ним приурочены подводные моренные гряды. Некоторые из них служат "опорами" шельфовых ледников (банка Треслер, банка Западного шельфового ледника) или основаниями для длительно существующих ледяных островов (Дригальского, Победа и др.).

Всюду, где край шельфа надстроен моренным материалом, глубина океана уменьшается до 200—250 м и одновременно увеличивается до  $2^\circ$  уклон к югу поверхности аккумулятивной равнины. Сравнение таких участков дна с соседними, лишенными морены, позволяет приблизительно определить мощность последней, которая оказывается равной 200—380 м. Во время 2-го рейса "Оби" на ст. 156 вблизи западной оконечности о-ва Дригальского (море Дейвиса) была взята колонка донных отложений, показавшая, что морена, отложившаяся в период выдвигания к северу края материкового льда, залегает на глубине 135 см от поверхности дна. Здесь в уплотненном песчано-глинистом осадке встречены галька, щебень и гравий пород Антарктической платформы, без каких-либо органических остатков. Этот материал прослежен до самого низа колонки, имеющей длину 206 см. Верхние ее горизонты представлены обычными для данных широт айсберговыми и айсбергово-диатомовыми осадками, включающими прослой чистого диатомового ила. Бесспорно, что эти осадки отложились уже в морских условиях, когда на поверхности дна не лежал материковый лед. Общая мощность поверхностных осадков — 135 см с учетом скорости накопления частиц — позволяет

ориентировочно рассчитать время, прошедшее с начала их отложения (или конца накопления конечных морен) и, таким образом, подойти к определению возраста последних. Айсберговые осадки в прибрежной полосе Южного океана накапливаются со скоростью 4–16 см в 1000 лет, в среднем около 6 см в 1000 лет (Лисицын, 1963). Приняв среднюю скорость, нетрудно рассчитать, что для отложения толщи мощностью 135 см потребовалось около 22 тыс. лет. Эту цифру, указывающую на вторую половину плейстоцена, можно также считать возрастом верхней морены банки о-ва Дригальского. Общая мощность морены не известна, однако по морфологическим данным она дважды испытывает увеличение в южном направлении. По-видимому, отступление льда здесь происходило в два этапа. Вначале моренный материал сгружался преимущественно вблизи края шельфа, в полосе дна шириной 20 миль. Затем, по ходу отступления края ледника, аккумуляция продолжалась только в южной части этой полосы, где образовалась повышенная мощность морены, отмечаемая возвышением морского дна до отметки 104 м. При осцилляциях края ледника могли создаваться напорные формы, одной из которых, возможно, является выступ дна с отметкой 110 м, расположенный южнее. В западной части моря Дейвиса отложения морены на краю шельфа перекрыты марино-гляциальными осадками, мощность которых составляет 60 см (ст. 167, д/э "Обь"). Здесь возраст морены получается равным 10,6 тыс. лет, что соответствует границе плейстоцена и голоцена.

Оценивая в целом морфологию шельфа Антарктиды, следует прежде всего подчеркнуть преобладание структурного рельефа в ближайших к берегу зонах дна (бугристый шельф и внутришельфовые депрессии). Экзогенное преобразование форм здесь только начинается. Осадки облакают первичный тектонический рельеф, но еще не выравнивают его. Напротив, во внешней зоне морфологическая эволюция совершается весьма интенсивно и идет исключительно по скульптурному пути. Она началась еще в период, когда край ледника располагался далеко на юге и компенсационное изостатическое поднятие края шельфа еще почти не проявилось. Затем, когда бугристый шельф и та часть дна, где сейчас находятся продольные депрессии, испытали опускание под тяжестью льда, окраина шельфа подверглась особенно активному влиянию морской среды, поскольку при эвстатически пониженном уровне океана воздействие волн на дно должно было усилиться. В это время был создан шельф Антарктиды — абразионно-аккумулятивные равнины на окраине материка.

Во время максимума оледенения, приходящегося на конец плейстоцена, ледяной щит во многих районах Антарктиды достигал края шельфа и здесь откладывались мощные конечные морены, сохранившиеся до сего времени в виде обширных возвышенностей или так называемых банок.

Значительные мощности марино-гляциальных осадков в областях меридиональных прогибов, например в северной части моря Росса, свидетельствуют о длительности периода их отложения, выражающейся в 1,1 млн. лет (Hough, 1950). Иными словами, оледенение Антарктиды существовало в течение всего четвертичного периода, и можно говорить

лишь о частичных изменениях объема льда, не превышающих  $\pm 20\%$  современного объема. В совокупности с данными об изменении объема льдов на других континентах это дает величину гляциоэвстатической регрессии вблизи Антарктиды порядка 100 м (Суетова, 1968).

Шельф Антарктиды не испытал, как шельфы других континентов, подвергавшихся оледенению, компенсационного изостатического воздымания в голоцене. Поднялась лишь его внешняя окраина, выраженная в виде наклонных в сторону материка равнин. В период максимума оледенения и соответственного снижения уровня океана волновой и седиментационной планации подверглась лишь эта внешняя полоса материковой отмели, примыкающая к материковому склону, тогда как у берега льдом консервировался сложный расчлененный бугристый рельеф, созданный молодыми дизъюнктивными нарушениями края Антарктической платформы. Продолжающаяся деградация ледникового покрова в голоцене создала предпосылки для поднятия более широкой полосы дна, однако в настоящее время этот процесс, по-видимому, приостановлен наметившимся новым наступанием льдов.

История антарктического шельфа есть по существу история края ледникового щита Антарктиды, для расшифровки которой необходимо привлечение широкого комплекса данных по геоморфологии, седиментологии, гляциологии и климатологии всей южнополярной области Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Живаго А.В.* Морские геолого-геоморфологические исследования в южной части Тихого океана. — Труды Советской Антарктической экспедиции. 3-я морская экспедиция на д/э "Обь". Гидрометеиздат, 1961.
- Живаго А.В.* Структура и рельеф дна Южного океана. Атлас Антарктики, т. 2, Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Живаго А.В.* Проблемы геоморфологии Южного океана. Автореф. докт. дисс. М., Ин-т географии АН СССР, 1971.
- Климов Л.В., Соловьев Д.С., Равич М.Г.* Корреляция геологических формаций побережья моря Росса и Берега Отса. — Инф. бюлл. Советской Антарктической экспедиции, 1960, № 16.
- Климов Л.В., Равич М.Г., Соловьев Д.С.* Геологическое строение Антарктиды. — Атлас Антарктики, т. 2, Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Лисицын А.П.* Донные осадки шельфа Антарктиды. — В сб.: Дельтовые и мелководные осадки. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Равич М.Г.* Предисловие к книге "Новейшие геологические исследования в Антарктиде". М., "Мир", 1966.
- Суетова И.А.* Основные морфометрические характеристики Антарктиды. — Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Гляциология, № 19. М. "Наука", 1968.
- Adie R.J.* Geological History. "Antarctic Research", London, 1964.
- Anderson V.H.* The petrography of some rocks from Marie Byrd Land, Antarctica. USNC-IGY. Antarct. Glaciol. Data 1958-1959. — Rep. part VIII. 1960, 27.
- Bentley C.R., Gray A.P., Ostenson N.A., Thiel B.C.* Structure of West Antarctica. — "Science", 1960, v. 131, N 3394.
- Doumani G.A.* — Geological observations in West Antarctica during recent oversnow traverse. — IGY Bull. (40), 1960.
- Fairbridge R.W.* The geology of the Antarctic. 1952.
- Goodell H.G.* Marine Geology of the Drake Passage, Scotia Sea and South Sandwich Trench. Dept of Geology, Florida State University. Reports of cruises 1-8. USNS "Eltanin", 1964.

- Goodell H.G.* Marine Geology of the Southern Ocean. Pacific-Antarctic and Scotia Basins. Contribution 11. Sedimentology Research Laboratory, Dept. of Geology, Florida State University, 1965.
- Griffiths D.H., Barker P.F.* Marine Geophysics of the Scotia Ridge and Scotia Sea. — Brit. Antarct. Surv. Bull. 1967, N 12.
- Holtedahl H.* Some remarks of geomorphology of Continental shelves of Norway, Labrador and south-east Alaska. — J. Geol. 1958, v. 66, N 4.
- Hough J.L.* Sediment distribution in the Southern Ocean around Antarctica. — J. Sedim. Petr., 1956, v. 26, N 4.
- Knowles P.H.* Geology of Southern Palmer Peninsula. Rep. Sci. Res. US Ant. Serv. Exped. 1939–1941. — Proc. Amer. Phil. Soc., 1945, v. 39, N 1.
- Leply D.* Geomorphology of Sulzberger Bay, Antarctica Deep-Freeze Expedition, 1962. — Techn. Rept. Washington, 1967.
- Tiel E., Behrendt J.C., Bradley E.A., Turcott F.T.* Ice thickness and bottom topography of the Filchner Ice shelf and along the Ellsworth-Byrd Traverse Route. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1959, v. 40, N 4.
- Wade F.A.* Petrologic and structural relations of the Edsel Ford Range, Marie Byrd Land, to other Antarctic mountains. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48.
- Woollard G.P.* Crustal structure in Antarctica. — Geophys. Monograph Series. Amer. Geophys. Union, 1962, N 7.
- Zhivago A.V.* Outlines of Southern Ocean geomorphology. — Geophys. Monograph Series. Amer. Geophys. Union, 1962, N 7.
- Zhivago A.V., Evteev S.A.* Shelf and marine terraces of Antarctica. — Quaternaria, 1970, N 12.

---

## РЕГИОНАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ШЕЛЬФА

---

*А.И. Введенская, Е.И. Игнатов, И.С. Проходский, В.А. Робсман*

### **МОЩНОСТЬ СЛОЯ ШТОРМОВОЙ ПЕРЕРАБОТКИ ОСАДКОВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА ЯПОНСКОГО МОРЯ**

При исследовании на шельфе Японского моря было выявлено следующее строение толщи прибрежно-морских отложений: сверху залегает песчано-алевритовая толща современных осадков, под которой с глубины моря 10–15 м прослеживаются прибрежные лагунно-баровые отложения, фиксирующие древние береговые линии моря. В бухте Рудной, при изучении и расчленении современных отложений, залегающих плащеобразно от уреза до глубины моря 20–25 м, возник ряд трудностей, связанных с однородностью гранулометрического состава. Так, неизвестно, является ли вся толща песчано-алевритовых отложений, мощность которой на глубине моря 10 м составляет 3,5 м, единым генетическим и стратиграфическим горизонтом, связанным с современным осадконакоплением, или нижняя часть этой толщи сформирована в более ранний этап, соответствующий более низкому уровню моря. Если исходить из предпосылки, что современные осадки входят в зону интенсивного перемещения при волнении, то вопрос о стратиграфическом расчленении песчано-алевритовой толщи сводится к определению интенсивности волнового перемещения материала, мощности "деятельного" слоя.

Чрезвычайно важно знать мощность деятельного слоя при составлении прогноза изменения береговой зоны и верхней части шельфа. Деятельный слой может рассматриваться как своеобразный реагент взаимодействия волн с дном, где степень воздействия соответственна мощности деятельного слоя.

Наиболее полно этот вопрос изучался Н.А. Айбулатовым (1968). На основании анализа строения толщи прибрежных отложений, экспериментов с мечеными песками и послештормовыми промерами им установлено, что активная зона перемещения обломочного материала простирается до глубины моря 15 м, а мощность песчаной перерабатываемой толщи у уреза достигает 4 м, постепенно уменьшаясь с глубиной; на глубине 10 м ее мощность достигает около 1 м. Однако, несмотря на ценность полученных данных, их нельзя считать окончательными; действительная

максимальная глубина моря, при которой под действием волн может происходить перемешивание песчаного материала и предельная мощность этого перемешиваемого слоя, пока не выявлена.

При изучении интенсивности штормовой переработки донных осадков в некоторых бухтах Приморья применялся комплекс методов, направленных на определение мощности слоя и максимальных глубин моря, при которых возможна штормовая переработка материала. Проводились традиционное литолого-фашиальное изучение разреза и анализ распределения в толще осадков некоторых литологических параметров. Кроме того, был осуществлен эксперимент с песками, окрашенными люминофорами, и произведены теоретические расчеты слоя перемешивания донных наносов.

Строение песчано-алевритовой толщи донных осадков в бухте Рудной дает основание предполагать, что здесь имело место интенсивное волновое перемешивание рыхлого материала, распространявшееся по подводному склону до глубин моря более 20 м. Мощность слоя постепенно снижается от 3,5 м до нескольких сантиметров.

Предположительно, весь этот слой является "активным", т.е. он интенсивно перемешивался при волнении. В пользу такого предположения свидетельствует характер этой толщи: включения и вкрапления пятен и примазок черного органического вещества, обрывков водорослей, отсутствие резких видимых контактов внутри однородной толщи.

В гранулометрическом отношении вся толща осадков, прослеживаемая от уреза до глубины 20 м, очень однородна и представлена преимущественно крупным алевритом и мелкозернистым песком. Медианный диаметр (М), показывающий среднюю размерность осадка, колеблется в незначительных пределах от 0,07 до 0,15 мм, среднее его значение составляет 0,09 мм. Сортированность осадка очень хорошая (колеблется от 1,17 до 1,62, среднее — 1,4), возможная лишь в гидродинамически активной среде. Характерно, что средняя размерность и сортированность осадка до глубины моря 20 м существенно не изменяется ни по простиранию, ни по мощности, что указывает на генетическое единство песчано-алевритовой толщи. Ухудшение сортированности отложений (возрастает от 1,8 до 6,8), наблюдаемое на глубинах 30—32 м при той же средней размерности осадка, свидетельствует об изменении условий их накопления, о возрастании относительной стабильности наносов. По-видимому, на этих глубинах штормовая и волновая переработка материала снижается или отсутствует, и граница распространения подвижного наноса на подводном склоне проходит на глубинах моря между 20 и 30 м.

Одним из аргументов в пользу "активности" описываемых отложений являются находки обломков пароходного шлака в толще песчано-алевритовых осадков, прослеживаемые по всему разрезу с глубины моря 8,5 до 23 м:

Глубина моря, м	Глубина находок от поверхности дна, м (положение обломков шлака в толще осадков)
8,5	1,7
9,0	1,7
10,5	2,1

Глубина моря, м	Глубина находок от поверхности дна, м (положение обломков шлака в толще осадков)
15,0	0,15
15,0	0,65
23,0	0,40

Включение обломков шлака в толщу осадков можно объяснить усиленным волновым перемешиванием рыхлого материала, в результате чего шлак, попадающий на дно моря, оказывался внутри толщи. В то же время значение этих находок для определения мощности активного слоя нельзя переоценивать, так как можно предположить, что шлак, попадающий первоначально на дно моря, впоследствии был погребен песчано-алевритовыми наносами, при нормальном осадконакоплении. Максимальная глубина нахождения обломка шлака отмечена на глубине моря 10 м и составляет 2,1 м, т.е. мощность активного слоя здесь значительна и превышает 200 см. Обломки шлака располагаются в толще осадков закономерно, т.е. чем меньше глубина моря, тем глубже в толще наносов они находятся. Это указывает на уменьшение с глубиной интенсивности штормовой переработки, на сокращение мощности активного слоя от 2 до 0,4 м. В целом анализ строения разреза прибрежно-морских отложений, данные о находках шлака, особенности гранулометрического состава согласуются с представлениями об интенсивной волновой переработке наносов в открытых бухтах, дают возможность оконтурить отложения волнового поля, являясь косвенным показателем "активности" прибрежных отложений, но не позволяют судить об одновременности волнового перемешивания всей толщи наноса, о нижней границе активного слоя.

Для выявления мощности слоя штормовой переработки рыхлого материала привлекались и данные минералогического анализа. По своему минералогическому составу песчано-алевритовая толща осадка отчетливо разбивается на два горизонта, прослеживаемые по всему подводному склону. Мощность верхнего слоя постоянна и составляет около метра. Этот горизонт характеризуется значительной концентрацией тяжелых минералов. Здесь суммарное содержание тяжелых минералов во фракции мелкого песка (0,1—0,25 мм) колеблется от 6 до 22%, в то время как в нижележащем горизонте, аналогичном первому по гранулометрическому составу, содержание тяжелых минералов не превышает 2—3%. Отличительной чертой минералогического облика осадка верхнего горизонта является концентрация в нем амфиболов, содержание которых очень высоко и составляет 40—70% от общего количества минералов тяжелой фракции. Значительна примесь геденбергита (14—23%), причем в нижележащем горизонте отмечается почти полное отсутствие этих минералов. Присутствие геденбергита, по-видимому, следует считать признаком современного осадконакопления, т.е. установлено, что накопление его в осадках бухты Рудной связано с промышленной разработкой рудников, с выносом в море продуктов флотации. Устойчивые минералы отсутствуют. Характерен облик минералов — преобладают угловатые зерна с зазубренными краями, что свидетельствует о сравнительной свежести отложений.

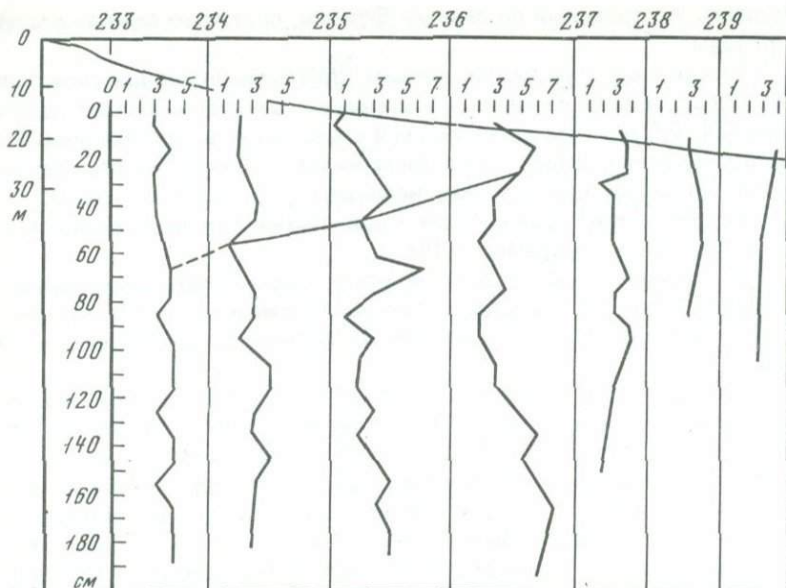


Рис. 1. Интенсивность свечения люминесцирующих меченых песков в колонках

Нижележащий горизонт песчано-алевритовых отложений характеризуется иным минералогическим спектром, что свидетельствует об изменении условий питания бассейна в историческое время. Преобладает эпидот, содержание которого составляет 25–35%, отмечается большое количество разрушенных зерен, появляются устойчивые минералы (гематит, ильменит, турмалин, гранит, андалузит). Внешний облик минералов различен, наряду с выветрелыми и угловатыми зернами (амфиболы, эпидот, обломки), встречаются и чистые, хорошо окатанные зерна.

Анализ терригенных донных осадков дополняют экспериментальные наблюдения с помощью люминесцентных меченых песков (ЛМП). В ходе эксперимента отобраны образцы донных отложений. Всего было взято 9 колонок грунта с ненарушенной структурой, из них отобрано 240 образцов с интервалами через 10–20 см. Отобранные образцы были просмотрены в установке, где проводились измерения интенсивности свечения ЛМП. К сожалению, полностью избавиться от фонового свечения не удалось, поэтому при измерениях учитывалось суммарное значение свечения.

В результате проведенных измерений были получены следующие данные (рис. 1): колонка № 233 гл. 5 м — меченые частицы встречаются до отметки 0,55 м от устья скважины, интенсивность свечения 3–4 ед.; колонка № 234 гл. 11 м ЛМП встречены от 0,00 до отметки 0,5 м, интенсивность свечения 3–4 ед.; колонка № 235 гл. 14 м ЛМП встречены от 0,00 до отметки 0,45 м, интенсивность свечения 3–4 ед.; колонка № 326 гл. 18 м ЛМП встречены в интервале от 0,00 до 0,30 м, интенсивность свечения 3–5 ед.

Профиль, построенный по данным бурения, позволяет сделать следующие выводы:

1. В отобранных образцах по данным ЛМП выделяются два слоя повышения интенсивности свечения относительно фонового, первый слой на глубине 0,4–0,5 м от поверхности дна и второй слой на глубине более 2 м. Нижний слой имеет относительно более высокую интенсивность свечения за счет естественных аналогов люминофоров.

2. С возрастанием глубины происходит постепенное выклинивание активного слоя (слоя, содержащего ЛМП).

3. На глубинах 5–12 м донные осадки испытывают максимальное воздействие волнения, поэтому на данных глубинах мощность активного слоя колеблется от 0,55 до 0,45 м при относительной концентрации ЛМП 3–4 ед.

4. Глубины 12–18 м характеризуются относительным уменьшением воздействия волнения на донные осадки, и мощность активного слоя понижается до 0,30 м, а концентрация ЛМП возрастает до 4–5 ед.

Известно, что мощность активного слоя является функцией волнового воздействия и глубины. Причиной формирования активного поверхностного слоя можно считать возникновение градиента давления под гребнем и ложбиной волны на мелководье, который порождает фильтрационные волны, способствующие отрыву и дальнейшему перемещению поверхностного слоя песка при прохождении таких волн в водонасыщенном материале дна.

В работах Лермитта и Миша показано, что величина среднего значения давления  $P_g$  у дна на длине волны  $\lambda$  учитывает пульсации с частотой  $2\sigma$ , которые не уменьшаются с глубиной

$$P_g = \rho g (H + 2ka^2 th kh \cos 2\sigma t),$$

На больших глубинах второе слагаемое в скобках стремится к значению  $2ka^2 \cos 2\sigma t$ .

Рассмотрим линейную постановку задачи в первом приближении, когда придонное давление изменяется по закону простого гармонического колебания:

$$P_g = \bar{P}_g - P_\phi = p \cos \omega t,$$

где  $\bar{P}_g$  — среднее значение давления в придонном слое водной массы;  $p$  — амплитуда изменения давления;  $\omega$  — циклическая частота изменения давления ( $\omega \div 2\pi\nu$ ,  $\nu$  — количество биений в единицу времени).

Нестационарное поле давлений в слое донных отложений  $p(x, t)$  будем искать как решение однородного параболического уравнения типа Дарси для полубесконечной области с граничными условиями первого ряда в виде гармонической функции:

$$p^z = \frac{P - P_\phi}{p} = \exp -x \sqrt{\frac{\omega^2}{2\kappa}} \cos(\omega t - x \sqrt{\frac{\omega^2}{2\kappa}}),$$

где  $\kappa$  — коэффициент фильтрации активного слоя донных отложений.

В начальную стадию шторма на поле давления в донных отложениях будет оказывать влияние начальное распределение давления  $p(x, t_0)$ . В 102

дальнейшем, при нарастании волнения до максимума, должно наступить стационарное периодическое состояние, характеризующееся тем, что в любой точке донных отложений давление совершает гармонические колебания с постепенно уменьшающейся амплитудой по мере удаления от донной поверхности. Это означает, что в толще активного слоя устанавливается периодический волновой фильтрационный поток стационарного типа (Лонгинов, 1963). По мере уменьшения штормового волнения происходит затухание колебаний, а давление стремится опять к некоторому статическому распределению по вертикальному разрезу донных отложений. Уменьшение амплитуды изменения давления с глубиной показано на рис. 2. Максимум и минимум колебаний не только уменьшаются с глубиной, но по мере удаления от донной поверхности их появление наблюдается с некоторым сдвигом по времени. На донной поверхности давление достигает своего среднего значения  $P_{\phi}$ , когда  $\cos \omega t = 0$ , т.е. при  $(t_1) = \frac{\pi}{2\omega}$ . На глубине  $x$

давление принимает значение  $P_{\phi}$ , когда  $\cos \left\{ \omega t - x \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} \right\} = 0$ , или в момент времени  $(t_2) = \frac{\pi}{2\omega} + x \sqrt{\frac{1}{2\omega\kappa}}$ . Этот момент времени наступает позднее, чем на поверхности дна, на интервал времени

$$\Delta t = x \sqrt{\frac{1}{2\omega\kappa}} = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{T}{\pi\kappa}},$$

где  $T$  — период колебаний ( $\omega = \frac{2\pi}{T}$ ). Величину  $\Delta t$  в дальнейшем будем называть *временем запаздывания фильтрационной волны*. Для заданной глубины время запаздывания будет прямо пропорционально корню квадратному из периода колебаний давления.

Если скорость распространения фильтрационной волны обозначить через  $v$ , тогда  $v = \frac{x}{\Delta t} = \sqrt{2\omega\kappa} = 2 \sqrt{\frac{\pi\kappa}{T}}$ . Длина фильтрационной волны равна:  $L = vT = \pi \sqrt{\frac{8\kappa}{\omega}} = 2 \sqrt{\pi\kappa T}$ .

Перейдем к анализу физико-механических свойств донных отложений.

Предположим, что для движения вязко-пластической среды донных отложений со скоростью  $v$  необходимо усилие  $F$ . Тогда график, качественно отражающий зависимость  $F = F(v)$ , будет иметь вид (рис. 3, а).

Стрелками на рисунке показаны направления увеличения (снижения) скорости движения. Если скорость движения будет изменяться по ступенчатому закону, то график функции  $F = F(v)$  будет иметь вид, представленный на рис. 3, б, 3, в.

Зависимость  $F = F(v)$  является основной характеристикой среды, так как величины  $F$  и  $v$  пропорциональны касательному напряжению  $\tau$  и скорости сдвига  $\frac{dy}{dt}$ , определяющих напряженное состояние среды. Поэтому зависимость  $F = F(v)$  может быть перестроена в координатах  $(\tau \frac{dy}{dt})$ . Особенность зависимости  $\tau = \tau(\frac{dy}{dt})$  с термодинамической точки зрения состо-

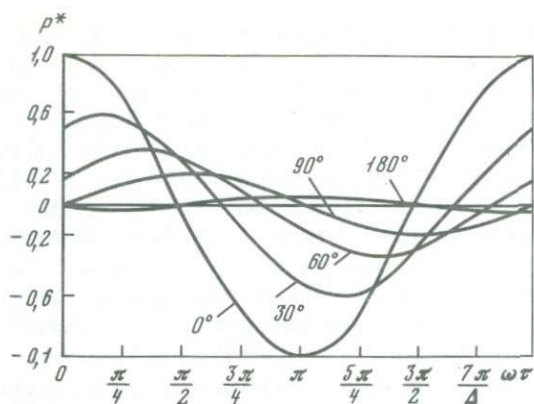


Рис. 2. Зависимость безразмерного давления  $P$  от времени  $\omega\tau$  на различных глубинах донных отложений  $x(\pi/4T)^{1/2}$  при изменении давления на донной поверхности по закону гармонического колебания.

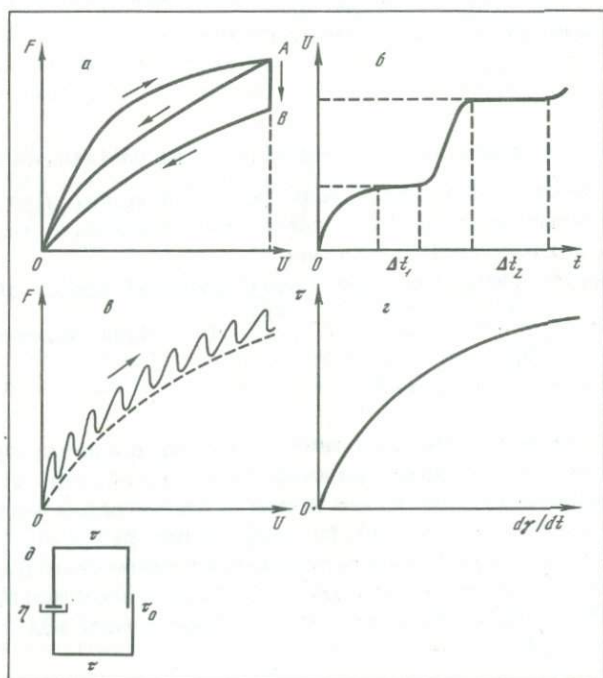


Рис. 3. Свойства вязко-пластической среды

$a$  — зависимость усилия для течения среды от относительной скорости движения  $V$ ;  $б$  — изменение относительной скорости течения среды  $V$  во времени по ступенчатому закону;  $в$  — зависимость усилия  $F$  для течения среды от относительной скорости  $V$ , изменяющейся по ступенчатому закону;  $г$  — зависимость касательных напряжений  $T$  от скорости сдвига  $d\gamma/dt$ ;  $д$  — механическая модель вязко-пластической среды

ит в том, что отражает последовательность стационарных состояний, проходимых системой при бесконечно медленном изменении внешних условий (параметров движения) во времени (рис. 3, з).

Однако такая зависимость справедлива в условиях медленного стационарного течения, когда инерционные эффекты малы по сравнению с градиентами возникающих направлений (Огибалов, Мирзаджанзаде, 1970).

Будем считать, что с определенной степенью приближения активный слой штормовой переработки донных отложений представлен моделью вязко-пластического тела, как параллельное соединение вязкого элемента и площадки с кулоновым трением (рис. 3, д).

Уравнение деформации вязко-пластического тела Шведова–Бингама имеет вид:

$$\tau = \tau_0 + \eta \frac{d\epsilon}{dt}, \tau \geq \tau_0,$$

где  $\tau_0$  — предельное напряжение сдвига,  $t$  — время,  $\epsilon$  — относительная деформация,  $\eta$  — вязкость. При  $\tau \geq \tau_0$  среда не испытывает деформации, т.е. движение среды наступает только при некоторой критической величине внешнего воздействия, а скорость движения зависит от вязкости среды. Эксперименты показывают, что последовательное погружение и разгрузке такой среды происходит различным способом, что приводит к процессам волнового типа. В табл. 1 приведены величины предельного сдвига  $\tau_0$  [ $\text{м}^2/\text{см}^2$ ] для растворов песка и морской воды.

Влияние концентрации глины в песчаном растворе морской воды дано в табл. 2.

Данные таблиц приведены для 40–50% водонасыщения активного слоя.

В результате выполненных расчетов получены следующие глубины затухания давления. При высоте волны 1,5 м, длина волны 45 м:  $x = 1,5$  м ( $H=5$  м);  $x = 0,8$  ( $H = 10$  м);  $x = 0,5$  м ( $H = 20$  м), где  $H$  — изобата подводного склона.

Расчеты также показывают, что максимальная глубина моря, при которой возможна штормовая переработка осадка в данных условиях, может достигать 32 м.

Полученные аналитические данные о мощности активного слоя были проверены теоретическими расчетами фильтрационных волн в донных осадках верхней части шельфа.

Анализируя результаты комплексного изучения песчано-алевритовой толщи в целом (табл. 3), можно заключить, что слой волновой переработки осадка плащеобразно залегает от уреза до глубины моря по крайней мере 20 м и его нижняя граница располагается на глубине между 20 и 30 м. Мощность деятельного слоя с глубиной сокращается и на глубине 20 м составляет лишь 0,4–0,5 м.

В историческое время интенсивность штормовой переработки, а следовательно, и мощность активного слоя менялись. Слой неоднороден и разбивается на два горизонта, прослеживаемые по всей толще. Нижний слой более мощный, по-видимому, сформирован при большей динамической активности среды, нежели верхний или относится к более раннему этапу осадконакопления.

**Таблица 1**  
**Размеры фракции песка  $d$  (мм)**

Раствор	0,14—0,18	0,36—0,5	0,59—0,73	0,74—0,8	0,83—1,2
Менее вязкий	57,4	62,4	75,5	76,9	93,6
Более вязкий	80,6	88,5	113,0	122,0	131,0

**Таблица 2**

Концентрация глины, %	Удельный вес раствора, г/см <sup>3</sup>	Структурная вязкость, спз	Предельное напряжение сдвига, мг/см <sup>2</sup>
35	1,20	5,4	36
40	1,25	5,9	37
47	1,27	11,1	98

**Таблица 3**

**Предполагаемая мощность слоя штормовой переработки прибрежно-морских осадков, полученная по различным данным (Японское море)**

Методы исследования	Максимальная глубина моря, при которой возможна штормовая переработка осадка, м	Мощность слоя штормовой переработки осадка на глубине 10 м	Мощность слоя штормовой переработки осадка на глубине 20 м
Литолого-фациальный анализ строения разреза	20	3 м	0,5—0,6
Гранулометрический состав отложений	Между 20 и 30	3 м	0,5
Минералогический состав отложений	20	1 слой 1 м 2 слой 3 м	—
Нахождение обломков	Более 20	2 м	0,4
Анализ ЛМП	25	1 слой 0,7 м 2 слой 2,0 м	0,4 0,5—0,6
Расчетные данные	32	0,8 м	0,5

В настоящее время волновое перемешивание осадков сравнительно слабое и, как правило, затрагивает лишь верхний слой мощностью не более 1 м, о чем свидетельствуют концентрация геденбергита и амфиболов и почти полное отсутствие их в нижележащих отложениях. В то же время в верхнем горизонте происходит усиленная сепарация материала, что приводит к повышению выхода тяжелых минералов в приповерхностном слое.

## ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н.А. О динамике наносов в нижней части береговой зоны. — Труды СОЮЗМОРНИИ проект, вып. 20 (26). М., 1968.
- Лакомб А. Физическая океанография. М., "Мир", 1974.
- Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Огибалов П.М., Мирзэджанзаде А.Х. Нестационарные движения вязкопластичных сред. М., Изд-во МГУ, 1970.

*К.П. Кривулин, С.А. Лукьянов, Г.Д. Соловьева*

### К ГЕОМОРФОЛОГИИ БУХТ СРЕДНЕГО ПРИМОРЬЯ

Для побережья Среднего Приморья характерно наличие многих открытых и полуоткрытых бухт, образование которых обусловлено последним затоплением морем тектонических впадин и устьев рек.

В настоящее время изучение геологического строения бухт Приморья ведется весьма интенсивно (Шахгельдян, 1972; Шахгельдян и др., 1975; Климов, 1975; Короткий, Караулова, 1975; Марков, 1975). Геоморфологические особенности бухт исследованы меньше. Авторами настоящей статьи в 1973—1974 гг. проводились геоморфологические исследования в бухтах Рудная и Зеркальная, которые по своему геолого-геоморфологическому строению могут считаться типичными для Среднего Приморья.

Основные черты морфологии этого отрезка побережья predeterminedены геолого-тектоническим строением. Субмеридиональное простираание современной береговой линии обусловлено общим направлением основных структур Сихотэ-Алиня, а также глубинным тектоническим разломом, проходящим вдоль берега (Гайнанов, 1974). Открытые ингрессивные бухты приурочены к тектоническим и вулкано-тектоническим отрицательным структурам: бухта Рудная — к Бринеровской кальдере проседания (Фремд, Рыбалко, 1972), а бухта Зеркальная — к грабенообразной впадине.

Первично-тектонический и вулканогенный рельеф побережья в значительной степени переработан экзогенными процессами, среди которых основная роль принадлежит работе моря и текучих вод. Деятельность моря носит преимущественно разрушительный характер, что привело к формированию абразионно-денудационных участков берега, разделяющих бухты. Абразии берегов способствует почти повсеместная приглубость подводного склона, благоприятная экспозиция берега к основным направлениям волнений (с юго-востока), а также штормовой характер моря. Однако береговые уступы сложены в основном прочными и устойчивыми к разрушению породами вулканического комплекса (андезиты, липариты, дациты), что снижает темпы абразии и объем поступающих к берегу наносов. Малый объем рыхлого материала в береговой зоне связан со значительной приглубостью подводного склона, которая способствует постоянному свалу наносов к его основанию. Лишь небольшая их часть аккумулируется в вогнутостях берегов, образуя маломощные пляжи.

Сравнительно отмельные ингрессионные бухты побережья, куда впадают наиболее крупные реки, служат главными ловушками обломочного материала. В результате в вершинных частях бухт был накоплен сложный комплекс морских, аллювиальных и делювиальных отложений (рисунк).

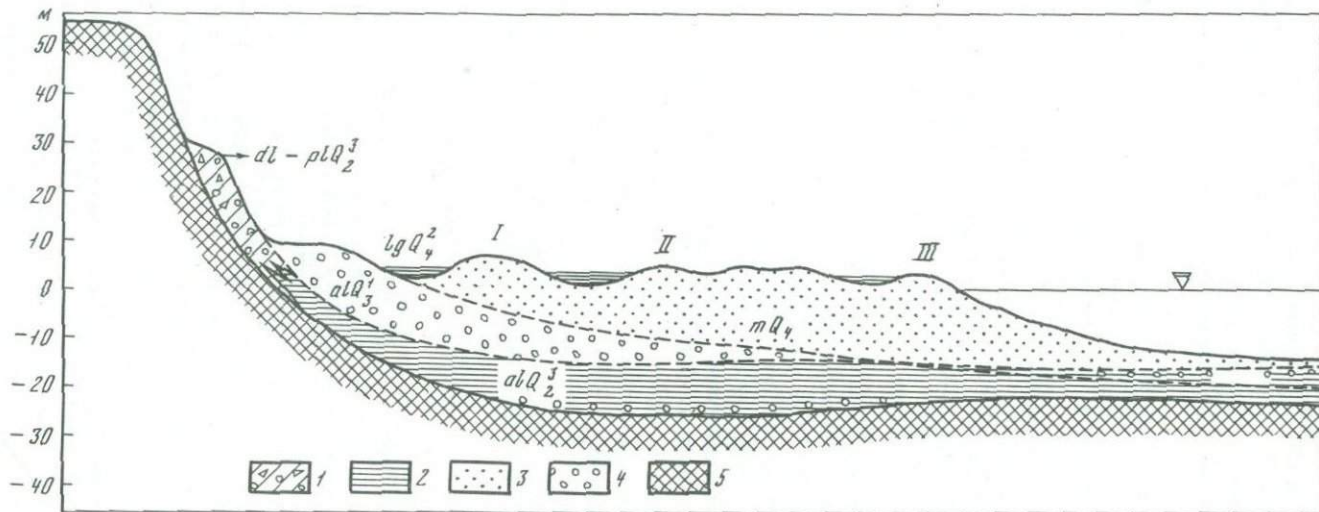
При большом сходстве бухт Рудная и Зеркальная имеются некоторые различия в их морфологии, характере и мощности выполняющих бухты осадков. Эти различия, по-видимому, связаны прежде всего с разной глубиной прогибания соответствующих тектонических впадин. По данным бурения Второго гидрогеологического управления и Дальморнии-проекта (1974 г.), абсолютная отметка поверхности коренного ложа в бухте Зеркальная — 47 м, а в бухте Рудная — 14—16 м.

В основании осадочной толщи в южной половине наземной части бухты Зеркальная бурением вскрыта литологически пестрая толща пород общей мощностью 25 м, представленная внизу валунно-галечными накоплениями (мощность 2 м), которые вверх по разрезу постепенно сменяются песчано-галечными отложениями с прослоями темных глин, а вверху — горизонтальнослоистыми иловатыми глинами сизовато-черного цвета. По составу, условиям залегания, а также по аналогии с другими районами Приморья эти осадки интерпретируются как аллювиальные.

Это предположение подтверждается находками в нижней части глин (на глубине 42—46 м от устья скважины) пресноводных диатомей, соответствующих старично-пойменным условиям обитания (определения З.В. Алешинской). Таким образом, нижняя часть толщи представлена разностями, типичными для русловой фации аллювия, а в верхней части основную роль играют пойменные фации. Бурение показало, что аллювиальные отложения выстилают все коренное ложе бухты.

Аналогичные аллювиальные осадки отлагались, по всей вероятности, и в центральных частях бухты Рудная, хотя имели здесь меньшую мощность и были впоследствии в значительной степени размыты. Скважинами Дальморнии-проекта, пробуренными в прибрежной части бухты, эти осадки не обнаружены. Однако возможные аналоги их появляются ближе к предгорьям (т.е. ближе к вершине наземной части бухты), где на коренном ложе бухты располагаются базальный горизонт и тонкие иловато-глинистые отложения общей мощностью 5—6 м.

Аллювиальные отложения, залегающие непосредственно на коренном цоколе, известны во многих бухтах Приморья (Шахгельдян и др., 1975). В краевых частях бухт аллювиальные осадки замещались, по-видимому, отложениями полигенетического типа: делювиальными, солифлюкционными, частично пролювиальными и оползневыми. Эти отложения прослеживаются вдоль северного борта бухты Рудная, где они сохранились в корневых участках бывших делювиально-пролювиальных шлейфов на абс. высоте до 25—30 м. Реликты шлейфов имеют узкую (200—250 м) террасовидную поверхность, сильно наклоненную в сторону бухты и к концам шлейфа. Со стороны бухты древние делювиально-пролювиальные шлейфы были впоследствии сильно подрезаны эрозионными и абразионными процессами. В уступе, высотой до 20 м, вскрываются бурые суглин-



Обобщенный схематический профиль бухт Среднего Приморья

1 — суглинки с галькой и щебнем; 2 — илы и глины; 3 — пески; 4 — галька; 5 — коренное ложе бухт. I, II, III — разновозрастные генерации морских голоценовых террас

ки с включением несортированного, плохоокатанного обломочного материала: от дресвы до глыб 20—30 см в поперечнике. Иногда прослеживается неясная слоистость, обусловленная слабым увеличением песчаности или плотности суглинистого материала. Вся толща залегает на очень неровной поверхности коренных пород, располагающейся ниже современного дна бухты и лишь местами поднимающегося выше его на несколько метров.

В бухте Зеркальная древние склоновые накопления местами прослеживаются примерно на тех же абсолютных отметках вдоль южного борта бухты, где они слагают плохо выраженную в рельефе наклонную поверхность. Аналогичные реликты склоновых образований отмечались нами также в бухте Ахобэ. Мощные делювиально-пролювиальные шлейфы известны и в других местах Советского Дальнего Востока, например, на материковом побережье Сахалинского залива, южнее м. Мухтель, где древний конус выноса подрезан морем и в 30-метровом клифе видна четкая слоистость облекания, характерная для делювиально-пролювиальных образований.

Широкое развитие аллювиальных и мощных склоновых накоплений, по-видимому, логично увязывать с общими региональными климатическими событиями Приморья. Однако датировка этих событий представляет большие трудности в связи с отсутствием соответствующих фаунистических или абсолютных определений. Спорово-пыльцевой спектр, описанный для верхней части аллювиальной толщи бухты Зеркальная (определения Н.С. Соколовой) и свидетельствующий о значительном потеплении в этот период, сходен с аналогичными спектрами среднеплейстоценовых отложений Приморья и, в частности, близок палинологическому комплексу второго среднеплейстоценового потепления (Короткий, Караулова, 1975). По-видимому, активное накопление аллювиальных и склоновых отложений следует увязывать с общим усилением флювиальных процессов во второй половине среднего плейстоцена для всего юга Дальнего Востока (Кулаков, 1972). В конце среднего плейстоцена бухты-впадины уже существовали и служили коллекторами аллювиально-пролювиального материала.

Свидетельством дальнейшего развития рассматриваемых бухт может служить, по-видимому, валунно-галечниковая толща, с разрывом залегающая в бухте Зеркальная на древних (предположительно поздне-среднеплейстоценовых) аллювиальных отложениях. Эта толща имеет общую мощность более 20 м (скв. 43 — 1974 г. 2 ГГУ) и характеризуется бурой окраской, значительной плотностью, наличием песчано-суглинистого заполнителя и слабой волнистой слоистостью. Вверх по разрезу крупность обломочного материала заметно уменьшается и одновременно увеличивается роль суглинистого цемента. В кровле располагается 2,5—3-метровый слой желтых песчанистых суглинков со слабо окатанным гравием и мелкой галькой. На южном берегу бухты валунно-галечниковая толща слагает останец террасовидной поверхности с высотой 7—8 м над уровнем моря. Местами высота террасы несколько возрастает (до 9—10 м) за счет золотых накоплений. Характер валунно-галечниковых осадков говорит об их аллювиальном происхождении. По внешнему виду эти бурые галечнико-

вые отложения имеют много общего с позднплейстоценовым аллювием р. Зеркальная.

Террасовидные поверхности, располагающиеся примерно на тех же высотных отметках, имеются и в других бухтах Среднего Приморья (Каменка, Озера, Благодатная, Опричник). Подобные террасы известны и на юге Приморья, где они обычно считаются реликтами позднплейстоценовых речных или дельтовых равнин, некогда занимавших целиком внутренние части бухт (Кулаков, 1973; Короткий, 1973).

Признавая возможность такой интерпретации указанных форм рельефа, нам бы хотелось, однако, предложить иную трактовку их происхождения. В настоящее время имеются указания на то, что во второй половине позднего плейстоцена уровень моря в пределах Приморья мог на несколько метров превышать современный, что еще недавно активно отрицалось многими исследователями. К таким указаниям следует прежде всего отнести абсолютную датировку низкой (6,5 м) морской террасы в бухте Посъет (Кинд и др., 1972), которая дает возраст террасы  $41400 \pm 1000$  лет. По свидетельству А.П. Кулакова (устное сообщение), такого же порядка датировки морских террас имеются на побережье Татарского пролива. Кроме того, А.П. Кулаков (1975) прямо указывает, что на побережье Южного Приморья и Северо-Западного Приохотья обнаружены следы верхнплейстоценовой межледниковой трансгрессии, осадки которой залегают на 3–6 м выше современного уровня моря, и сопоставляет ее с воронцовской трансгрессией Аляски (т.е. 33–48 тыс. лет).

Могут быть учтены и некоторые косвенные указания. Так, в бухте Золотой Рог (Алешинская и др., 1975) была получена следующая регрессивная серия осадков (на современной изобате — 14 м): внизу — морские илы и глины, вверх по разрезу переходящие в более грубые континентальные супесчаные отложения с прослоем торфа. Палинологические данные свидетельствуют о смене вверх по разрезу относительно теплой обстановки межледниковья заметным похолоданием. Абсолютная датировка торфа показала возраст  $29\ 000 \pm 250$  лет, что дает основание отнести нижележащие глины по времени образования к средневалдайскому (каракюласкому — Серебрянный, 1971) потеплению (т.е. примерно 40–42 тыс. лет). Анализ фораминифер из этих глин (выполненный Н.С. Блюм и С.П. Плетневым) говорит о более глубоководных условиях их накопления (не менее 20–40 м). Учитывая современную глубину моря над указанным разрезом, а также данные К.К. Маркова и И.А. Суетовой (1965) о максимальном подъеме уровня моря в плейстоцене около 10 м, можно предполагать, что в период образования морских глинистых осадков (т.е. в середине позднего плейстоцена) уровень моря мог превышать современный примерно на 10 м.

С этим высоким стоянием уровня моря можно условно сопоставлять отмеченную выше террасовую поверхность ряда бухт, имеющую высоту порядка 6–8 м. В этом случае 8-метровую террасу бухты Зеркальная следует рассматривать как абразионную, выработанную морем в аллювиальных галечниках в период средневалдайского (каргинского) потепления. Формирование аллювиальных галечниковых отложений, слагающих ее цоколь, возможно, происходило во время усиления речного врезания

и выноса грубого материала в процессе регрессии моря, связанной с развитием калининского (зырянского) оледенения (95—50 тыс. лет — Каплин и др., 1975). Два спорово-пыльцевых спектра, полученных из этих отложений (определения Н.С. Соколовой), свидетельствуют о сравнительно холодных климатических условиях в это время, когда древесная растительность была сильно редуцирована.

Дальнейший размыв этих мощных галечниковых накоплений и выработанных в них террас был возможен лишь в эпоху последнего оледенения, когда море сильно регрессировало, что сопровождалось активным врезанием рек. Береговая линия Приморья, синхронная оледенению, отмечается на глубине — 70 м, а береговая линия, соответствующая концу позднего плейстоцена, прослеживается на абс. отметках — 43 м.

Наличие в южной части бухты Зеркальная останца позднеплейстоценовой террасы обусловило особенности распределения на территории бухты более низких геоморфологических уровней. В частности, молодые типично морские образования приурочены в основном лишь к северной части бухты, где они представлены широкой (350 м) аккумулятивной пересыпью, состоящей из трех разновысоких генераций морских валов.

Аналогичные морские формы рельефа особенно широко развиты в бухте Рудная, где они занимают почти всю ее наземную часть. Здесь также четко прослеживаются три уровня морских аккумулятивных террас, располагающихся на абс. отметках 2—2,5, 4 и 5—6 м. Все террасы состоят из серии хорошо сохранившихся береговых валов, протягивающихся субпараллельно современной линии берега и фиксирующих последовательные стадии отчленения бухты от моря. Каждая генерация валов отделена от предшествующей реликтом генетически связанной с ней лагуны.

Наиболее древняя и самая высокая (5—6 м) серия валов сложена гравийно-галечным материалом с четкой слоистостью, характерной для прибрежно-морских осадков. Мощность этих галечниковых накоплений порядка 5—8 м. Галечниковая толща залегает на серых мелкозернистых песках, с гравием и многочисленными линзовидными прослоями илистого материала, в которых отмечается большое количество растительных остатков. Эти отложения, по-видимому, соответствуют краевым участкам лагуны, отчлененной описываемой серией валов от моря. В процессе своего роста и развития валы напоззали на лагуну, погребая ее осадки. По данным бурения Дальморниипроекта, общая мощность морских и лагунных накоплений составляет здесь около 15—16 м. Вся толща располагается на размывтой поверхности илов и глин, предположительно отнесенных нами к среднеплейстоценовому аллювию.

Собственно лагунное понижение, связанное с древней генерацией морских валов, в настоящее время перекрыто пойменными образованиями р. Рудной. Под ними вскрываются серые однородные илы с солонатоводным комплексом диатомей (определения З.В. Алешинской), что подтверждает лагунный генезис илистых осадков.

Наиболее широко в бухте Рудная представлена средняя генерация валов, образующая морской уровень на отметках 3,5—4 м. Валы сложены песчано-галечниковыми отложениями с заметным преобладанием песча-

ного материала. Этому уровню, по-видимому, соответствует также пере-сыпь оз. Васьковского и перейма м. Бринера. Поскольку обе эти аккумулятивные формы располагаются непосредственно у коренного борта бухты, они почти нацело сложены грубообломочным хорошо окатанным и сортированным материалом. Средняя серия валов также отчленила от моря лагуну. В центральной части бухты ее реликтом является сравнительно узкое (300 м) заболоченное понижение, четко выраженное в рельефе. Вдоль южного борта бухты реликтам одновозрастных лагун соответствуют озера, в том числе и оз. Васьковского.

Самая молодая генерация морских валов представлена широким песчаным валом, практически непрерывно следующим вдоль современной береговой линии центральной части бухты Рудная. Лишь у коренных бортов бухты в составе вала появляется грубообломочный, слабоокатанный материал из местных вулканических пород. Вал отчлениет от моря узкую лагуну — озеро, в целом повторяющую его очертания.

В бухте Зеркальная аналогичные морские формы рельефа сосредоточены в основном в прибрежной части бухты и имеют меньшую ширину. Имеются некоторые отличия и по составу слагающих их осадков: здесь развиты главным образом валунно-галечные накопления за счет размыва позднеплейстоценовых аллювиальных валунно-галечниковых отложений. Морские аккумулятивные образования отчленили здесь обширную лагуну, которая занимала всю западную часть бухты, а в настоящее время пекрывается пойменными отложениями р. Зеркальная.

Весь комплекс морских аккумулятивных образований формировался в процессе послеледникового подъема уровня Японского моря. По имеющимся радиоуглеродным определениям (Короткий, Караулова, 1975), возраст их соответствует интервалу времени от 7 до 2,5 тыс. лет.

Раннеголоценовое стояние уровня моря на рассматриваемом отрезке побережья фиксируется затопленной береговой линией на современных батиметрических отметках — 20—15 м. Здесь скважинами вибробурения (МГУ) были вскрыты галечники древнего берегового бара и илистые осадки сопряженной с ними лагуны. Радиоуглеродная датировка лагунных отложений дает возраст 10 500 лет.

По-видимому, следующая по возрасту аналогичная серия бар-лагуна вскрыта в прибрежной части бухты Рудная скважиной 547 Дальморнии-проекта (отметка устья скв. —3,65 м). Под более молодыми морскими песками на абс. глубине —12,5 м скважиной пройдены гравийно-галечные отложения мощностью 1,35 м; галька эффузивных пород размером 2—4 см, заполнитель — средне- и крупнозернистый песок (до 20%). Ниже залегает темно-серый ил, однородный, мягкопластичный (мощность 2,25 м), подстилаемый супесью с включением крупного песка, гравия и гальки (мощность 1,25 м). Вся серия располагается на коре выветривания коренных порфиритов.

Дальнейший подъем уровня голоценового моря обусловил формирование комплекса наземных морских образований обеих бухт. Некоторые исследователи рассматривают эти образования как единую морскую равнину, формировавшуюся при постоянном положении уровня моря, соответствующем современному. Разновысотность отдельных элементов этой

равнины объясняется ими последующим тектоническим подъемом суши. Однако мы придерживаемся иной точки зрения. Руководствуясь схемой Р. Фейрбриджа о неоднократном колебании уровня моря в процессе голоценовой трансгрессии Мирового океана, мы выделяем в обеих бухтах три разновысоких и разновозрастных генерации морских таррас и, следовательно, признаем (вслед за Р. Фейрбриджем), что в голоцене уровень моря был выше современного.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З.В., Болиховская Н.С., Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н., Короткий А.М., Лефлат О.Н., Парамонова Н.Н.* Вещественный состав и условия формирования позднелайстоценовых отложений бухты Золотой Рог. — Вестник МГУ, сер. геогр., № 4, 1975; ДП.
- Гайманов А.Г.* Гравиметрические исследования строения земной коры в Тихом океане. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М., "Наука", 1974.
- Каплин П.А., Свиточ А.А., Судакова Н.Г.* Периодизация и хронология плейстоцена на территории СССР. — Вестник МГУ, сер. геогр., № 3, 1975.
- Кинд Н.В., Виноградова С.Н., Рябинин А.М., Покровский Б.Г., Сулержицкий Л.Д., Фрлова В.С.* Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 39, 1972.
- Климов И.Н.* Некоторые особенности строения четвертичных отложений акватории и берегового обрамления б. Пластун. — В сб.: География и геоморфология шельфа. Тезисы докладов Всесоюзного совещания XII пленума геоморфологической комиссии. Владивосток, 1975.
- Короткий А.М.* Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на его шельфе (северо-западный сектор). — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1973.
- Короткий А.М., Караулова Л.И.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. — В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.
- Кулаков А.П.* Четвертичный период. — В кн.: Юг Дальнего Востока. М., "Наука", 1972.
- Кулаков А.П.* Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Кулаков А.П.* О тектоническом развитии материкового шельфа юга Дальнего Востока в плейстоцене и голоцене. — В сб.: География и геоморфология шельфа. Тезисы докладов Всесоюзного совещания XII пленума геоморфологической комиссии. Владивосток, 1975.
- Марков К.К., Суетова И.А.* Эвстатические колебания уровня океана. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Марков Ю.Д.* Эвстатические колебания уровня моря в районе залива Петра Великого в позднечетвертичное время. — В сб.: География и геоморфология шельфа. Тезисы докладов Всесоюзного совещания XII пленума геоморфологической комиссии. Владивосток, 1975.
- Серебрянный Л.Р.* Хронологическое подразделение позднего плейстоцена Русской платформы. — В кн.: Хронология ледникового века. Л., 1971.
- Фремд Г.М., Рыбалко В.И.* Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, 1972.
- Шахгельдян И.Г.* Четвертичные отложения бухты Врангеля (возраст и генезис). — В сб.: Материалы 45 научно-технической конф. Дальморниипроекта. Владивосток, 1972.
- Шахгельдян И.Г., Берсенева И.И., Рышков В.С.* Четвертичные отложения прибрежной части шельфа Японского моря. — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.

## МОРСКИЕ ТЕРРАСЫ БЕРЕГОВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Вопрос о морских террасах побережий Дальнего Востока имеет сложную и длительную историю и, к сожалению, еще далек от своего разрешения. Если наличие низкой (3—5 м) террасы, связанной с так называемой послеледниковой трансгрессией, признается всеми, то существование более высоких морских уровней для значительной части побережья оспаривается многими авторами. Одна группа исследователей, изучавших берега Японского и Охотского морей, признает наличие следов высокого положения уровня моря для всех берегов, окружающих эти акватории, и связывает их с эвстатическим (преимущественно гляциоэвстатическим) фактором (Гальцев-Безюк, 1972; Линдберг, 1955; Чемяков, 1961). Другие авторы выделяют доголоценовые морские террасы только на берегах альпийских сооружений (Западная Камчатка, Сахалин, Курильские и Японские острова), отрицая их существование на материковом побережье (Кулаков, 1972; Юг Дальнего Востока, 1972). Наличие высоких береговых линий, окаймляющих альпиды, объясняется обычно четвертичными поднятиями, а их отсутствие на материке — опусканиями. Доказательства последних считается также сходящийся к низовьям спектр речных террас и появление в нижних течениях речных систем переглубленных палеодолин, выполненных отложениями, формирующими высокие (доголоценовые) речные террасы в глубине суши. Первое из этих допущений не увязывается с тем, что большая часть побережья Западной Камчатки и Северного Сахалина имеет облик, характерный для областей молодых погружений: это обширные низменные долины с довольно мощным чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Наличие высоких морских террас, если их объяснять поднятиями территории, говорит о резкой инверсии тектонического режима в плейстоцене, причем другие признаки этого явления обычно не приводятся. Указанное положение поэтому представляется сомнительным, тем более, что сами террасовые ряды довольно хорошо укладываются в схему гляцио-эвстатических террас Де-пер-Цейнера (Гальцев-Безюк, 1972; Дамперов, Елисеев, 1973).

На примере Южного Приморья рассмотрим, насколько справедлив второй вывод этих авторов, согласно которому материковые берега Японского и Охотского морей в четвертичное время прогрессивно погружались, что выразилось, в частности, в отсутствии высоких морских террас.

Как и в пределах почти всей материковой окраины Дальнего Востока, четвертичные отложения здесь имеют ограниченное распространение, плохо обнажены, а палеонтологическая характеристика их крайне слаба. Помимо выборочного маршрутного изучения прибрежной зоны между бухтой Евстафия и границей с КНДР, на двух участках (между полуостровами Трудный и Дунай и между бухтой Мелководная и мысом Оларовского) нами было проведено детальное геоморфологическое картирование. Рассматриваемый регион выгодно отличается от других окраин

Азиатского континента сравнительно хорошей изученностью шельфа, в пределах которого выполнен большой объем региональных и детальных геолого-геофизических исследований. Недостаток палеонтологических данных здесь поэтому можно частично восполнить совместным анализом геолого-геоморфологического строения шельфа и прибрежной суши.

Берега Японского моря в Южном Приморье имеют преимущественно абразионный характер и представляют собой высокие крутые клифы, выработанные чаще всего в скальных породах мезозоя и палеозоя. К востоку от мыса Поворотного они отличаются прямолинейностью, особенно четко проявленной за зоной Центрального Сихотэ-Алинского разлома, пересекающего береговую линию в бухте Киевка. Западнее мыса Поворотного побережье типично риасовое. Берег пересекает области палеозойской и мезозойской складчатости, пояс меловых вулканитов, а в зоне риасов — наложенные на палеозойский субстрат мезозойские и кайнозойские впадины, выполненные слабо литифицированными породами. Вытянутые вдоль берега, полого снижающиеся к морю хребты образуют его низкогорное обрамление, лишь площади кайнозойских депрессий отличаются равнинным рельефом. Общая морфологическая характеристика побережья не свидетельствует о его опусканиях в четвертичное время.

В вершинах пологих абразионных дуг, а также в заливах и бухтах нередко встречаются вытянутые вдоль берега террасовидные ступени различной высоты, обычно приуроченные к приустьевым зонам разнорядковых водотоков. Наиболее широкое распространение и наилучшее морфологическое выражение имеют 3—5-метровые уровни, как правило, сложенные рыхлым материалом и нередко содержащие современную морскую фауну. Долины рек Приморья заложены по зонам разрывных нарушений, нередко фиксированным линейными корами выветривания, или приурочены к наложенным кайнозойским впадинам (Граменицкая, 1965). Высокие (относительной высотой до 60—80 м и более) надпойменные террасы часто встречаются по бортам долин в их средних и верхних течениях, тогда как в приустьевых зонах наиболее распространена низкая пойменная терраса, сливающаяся с формами современной прибрежно-морской аккумуляции (пляжи, береговые валы и т.п.). Эти данные привели некоторых авторов к выводу "террасовых ножниц" в долинах рек и об отсутствии признаков доголоценового высокого (выше 3—5 м) положения уровня моря на берегах Приморья, т.е. об их четвертичных опусканиях. Террасовидные площадки, имеющие в прибрежной зоне абсолютную высоту более 5 м, считаются этими исследователями педиментами, относятся к аллювиальным уровням или к реликтам базисных полигенетических поверхностей выравнивания (Кулаков, 1972; Юг Дальнего Востока, 1972). Отметим, что отсутствие морской, так же как и пресноводной, фауны в четвертичных отложениях района (за исключением осадков самого молодого 3—5-метрового уровня) объясняется процессами выветривания, сопровождающимися кислым выщелачиванием пород и интенсивным выносом карбонатов (Крапивнер, 1975). Анализы отобранных нами образцов в хлористо-аммонийных вытяжках, проведенные О.Н. Сошальской (Севморгео), показали их кислую реакцию и полное отсутствие в составе обменных оснований ионов  $\text{CO}_3$  и  $\text{HCO}_3$ .

Таблица

## Схема сопряженных аллювиальных и морских террас Южного Приморья

Относительная высота тыловых швов аллювиальных террас, м	Абсолютная высота тыловых швов береговых линий морских террас побережья, м	Номера на условных обозначениях к рисунку
0,5—2,5	Пляжи, валы обычно до 2,5—3	
1—3	3—5	1
4—6	10—12	3
6—10	18—22	4
10—15	35—40	5
20—25	50—60	6
40—50	90—100	7
70—90	120—140	8

В то же время приведенные выше представления о генезисе высоких террасовидных поверхностей весьма дискуссионны: наличие педиментов не согласуется с гумидным климатом района, присутствие высоких аллювиальных террас в абразионных уступах поперечного к направлению долин берега трудно объяснимо, базисные поверхности выравнивания могут иметь и прибрежно-морской генезис. Значительная в ряде случаев ширина низких пойменных террас в устьях рек легко объясняется тем, что этот уровень формируется в процессе регрессии голоценового моря, всего лишь несколько тысячелетий назад проникавшего далеко вверх по течениям водотоков (Соловьев, 1963). В результате днища и нижние части склонов предголоценовых прадолин были покрыты рыхлым чехлом среднеголоценовых лиманных и лагунных осадков, размыв которых и обусловил значительную ширину пойм в нижних течениях рек, особенно наиболее крупных. Этот вывод подтверждается многочисленными данными бурения (Хершберг, 1971). Таким образом, признаки четвертичных опусканий берегов Южного Приморья далеко не очевидны.

Детальное геоморфологическое картирование показало, что подобно поймам, сопрягающимся с современными пляжами и береговыми валами, все более высокие речные террасы на побережье связаны с вытянутыми вдоль него высокими террасовыми уровнями, что позволяет предполагать морское происхождение последних (таблица, рисунок). Это правило справедливо для водотоков всех порядков и отмечается даже для многих логов. Нередко почти полный спектр надпойменных террас прослеживается практически непрерывно вдоль по долинам (бухта Соколовская, Руднево, Гайдамак и др.), переходя в их низовьях в соответствующие морские уровни.

Три нижние аллювиальные террасы сопряжены с уровнями последней, голоценовой трансгрессии, из которых наиболее распространен 3—5-метровый, соответствующий самому длительному положению береговой линии в период регрессии моря. Поскольку голоценовый цикл седиментации был кратковременным, регрессивная эрозия на реках не успевала распространяться до их верховий в процессе прерывистых понижений



Схема аллювиальных и морских террас района бухты Руднево

1, 3–8 — см. таблицу в тексте; 2 — не расчлененная на регрессивные уровни голоценовая лиманная терраса и сопряженная с ней пойма р. Кирпичный; 9 — водораздельные пространства; 10 — границы между ярусами рельефа; 11 — современная береговая линия

уровня моря. Вследствие этого 0,5–2,5 - и 1–3-метровые аллювиальные террасы последовательно исчезают вверх по течению, а место поймы занимают следующие по высоте уровни. В устьях некоторых водотоков (рч. Кирпичный, Краковка и др.) отмечаются не дифференцированные на регрессивные уровни поверхности лиманной и лагунной аккумуляции,

полого повышающиеся от береговых баров до высоты 10—12 м, а далее вверх по течению переходящие в поймы рек (Данилина, Крапивнер, 1974).

Морские террасы побережья имеют незначительную ширину, редко достигающую 1—2 км. Границы между ними выражены либо отчетливыми уступами, высотой от первых метров до десятков метров, либо заметными перегибами в общем наклоне поверхности к морю. Подобные террасы встречаются и на берегах островов (острова Орехова, Попова, Фуругельма, Путятина и др.), зачастую вне всякой связи с долинами рек. Так, например, в северной части о-ва Путятина вдоль побережья пролива Стрелок вытянуты прекрасно выраженные в рельефе террасы с высотами береговых линий соответственно 90—100 м и 35—40 м, причем на последней обнаружен покров песчано-щебнисто-галечных отложений мощностью до 4—6 м с послонной сортировкой материала. Абсолютные отметки древних береговых линий с точностью до нескольких метров выдерживаются на расстояниях в первые километры и повторяются на разных участках. Отклонения от обычных высот в районах неотектонических деформаций редко превышают 10—20%.

Какого-либо погружения высоких речных террас под уровень более низких по мере приближения к берегу моря нами нигде не отмечалось. Указываемые в литературе факты подобного рода, вероятно, связаны с тем, что за один и тот же уровень принимались разъединенные в продольном профиле фрагменты различных террас. О том, что явление "террасовых ножиц" не характерно для рек Южного Приморья, говорит и ряд других фактов. Так, 6—10-метровые и более низкие аллювиальные террасы являются аккумулятивными, а более высокие — цокольными или скульптурными. Таким же строением отличаются и соответствующие морские уровни, что подчеркивает их сопряженность с речными террасами и общность ярусности рельефа территории. Непрерывное прослеживание разрезов по данным бурения показывает, что отложения 18—22-метровых и более низких аккумулятивных террас побережья прослеживаются в подводных продолжениях речных долин в виде двух самостоятельных ритмов осадконакопления, разделенных границей регионального размыва. Каждый из этих ритмов начинается погребенным аллювием, выходящим на поверхность в пределах соответствующих речных террас, а венчается лиманными, лагунными и морскими фациями, обнажающимися в разрезах сопряженных с этими террасами морских уровней побережья. Отложения верхнего из указанных комплексов осадков достаточно уверенно датируются голоценом, а залегающий в его основании погребенный аллювий, по-видимому, относится к концу позднего плейстоцена (Хершберг, 1971). Формирование нижнего комплекса мы предположительно сопоставляли со второй половиной позднего плейстоцена (Данилина, Крапивнер, 1974), что подтвердилось находкой в кровле этих отложений (бухта Золотой Рог) водорослевого торфа с абсолютным возрастом 29 тыс. лет (Короткий, Караулова, 1975). Таким образом, стратиграфические аналоги отложений 10—15-метровых и более высоких аллювиальных террас, развитых в средних и верхних течениях речных систем, в переуглубленных долинах нижних течений и на их подводных

продолжениях отсутствуют, что резко противоречит идее о существовании "террасовых ножниц" в продольном профиле рек Приморья. Более естественным поэтому является сопоставление высоких надпойменных террас в долинах рек с высокими морскими террасами побережья, что подтверждается и прямыми геоморфологическими наблюдениями.

Наиболее высокая 120–140-метровая терраса является, по-видимому, позднеплиоценовой, поскольку она развита лишь в районах отсутствия на побережье плиоценовой суйфунской свиты, кровля разреза которой обычно располагается приблизительно на таких же высотах. Эта свита считается континентальной, хотя некоторые авторы (Малеев, 1957) допускали ее морское происхождение. В настоящее время этот вывод кажется вполне вероятным для верхней части разреза свиты, имеющего в целом отчетливое трансгрессивное строение. В последние годы на шельфе установлено широкое развитие плиоценовых отложений (Берсенев и др., 1974), внутренняя (обращенная к суше) граница распространения которых в общих чертах повторяет конфигурацию современной береговой линии, очерчивая палеозаливы, унаследованные современными риасами. На подводном склоне эти осадки залегают с размывом и угловым несогласием на всех более древних породах, включая морской миоцен (Крапивнер, 1975). Условия залегания и распространения этой толщи, следовательно, свидетельствуют о ее преимущественно морском генезисе. В ряде случаев контуры распространения суйфунской свиты на суше как бы продолжают границы палеозаливов, выявленных на подводном склоне (залив Восток) или же располагаются всего в 1,5–3 км от поля сплошного распространения морского плиоцена на внутреннем шельфе (район мыса Поворотного). Характер разреза свиты на таких участках указывает на лиманный или лагунный генезис верхней половины разреза свиты.

Комплекс более низких террас является послеплиоценовым, поскольку он вложен в суйфунские отложения, прорезая также и покрывающие их плиоценовые базальты. Таким образом, с учетом приведенных выше данных о возрасте 18–22-метровой террасы побережья, 90–100-, 50–60- и 35-метровые морские и сопряженные с ними аллювиальные уровни могут быть сопоставлены соответственно с ранним, средним, первой половиной позднего плейстоцена.

Любезно предоставленные нам А.А. Рязанцевым, А.В. Мечетиним результаты диатомового анализа, проведенного по их сборам Е.И. Царько, могут рассматриваться как подтверждение генезиса высоких уровней побережья. Этими сборами были охарактеризованы разрезы 50–60-, 35–40-, 18–22- и 10–12-метровых террас в бухте Краковка и на о. Путятина. Комплексы диатомовых водорослей бедны в видовом и количественном отношении. Их ядро обычно составляют пресноводные олигогалобы (галофобы редки), т.е. виды, переносящие и слабо солоноватоводную обстановку с соленостью до 5 ‰ (Pinnularia borealis Ehr., P. microstauron Ehr. Cl.). Характерно, что среди них распространены диатомеи, предпочитающие щелочную или слабо щелочную реакцию воды (Hantzchia amphioxys Ehr. Jun., Pinnularia microstauron Ehr. Cl.). Встречаются индифферентные к солености пресноводносолоноватоводные

120

формы (*Naricula mutica* Kütz., *Diploneis oralis* Hils. Cl., *Stauroneis phoenicentoron* Ehr. и др.) и солоноватоводные мезогалобы (*Nitzschia sigma* Kütz. W. Sm., *Diploneis smithii* Breb. Cl., *Naricula peregrina*), живущие при солености в 5–20‰. Наконец, в виде примесей, а иногда и в ядре комплексов (50–60 м терраса на о. Путятина в р-не мыса Бертенева, 10–12 м терраса в бухте Краковка) присутствуют литоральные и неритические виды, ныне распространенные в дальневосточных морях (*Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. argus* Ehr., *Melosira sulcata* Ehr. Ktz., *Cocconeis scutellum* Ehr.). Подобный состав диатомовой флоры свидетельствует, по нашему мнению, о лиманной или лагунной обстановке осадконакопления, что находится в полном соответствии с геоморфологическим положением разрезов (обычно в устьевых зонах водотоков) и составом вмещающих осадков. Характерно, что комплекс такого же типа определен и в отложениях 5-метровой террасы на южной оконечности о. Путятина, где в разрезе присутствует морская фауна, а также в устье р. Краковка, в темных алевритовых илах недавно осушенной лагуны.

Морское происхождение высоких террас побережья Южного Приморья доказывается и рядом других признаков. Так, вдоль берега бухты Руднево вытянута 50–60-метровая терраса, занимающая междулучное пространство в нижних течениях на Бол. Руднево и Кирпичный. Терраса покрыта довольно мощным (до 6–7 м) чехлом бурых прекрасно сортированных глин с содержанием пелитовой фракции 45–63%. В этих глинах в большом количестве встречаются спикулы губок, отмечаются ископаемые ходы илоедов и мелкие деформации типа оплывания наносов. Глины подстилаются выветрелыми галечниками мощностью до 5–10 м. Вверх по течениям обоих водотоков в горном обрамлении терраса становится аллювиальной. Здесь она сложена преимущественно галечниками, а ее ширина уменьшается в несколько раз.

Приведенная выше схема геолого-геоморфологического строения берегов Южного Приморья позволяет объяснить особенности строения абразионно-аккумулятивного профиля современного шельфа, которые с иных позиций представляются загадочными. В самом деле, вдоль материковых берегов Японского моря почти повсеместно выделяется довольно широкая полоса внутреннего шельфа, в пределах которой непосредственно на абрадированной поверхности пород консолидированного основания залегает лишь тонкий (зачастую первые метры) покров морских голоценовых отложений. К северо-востоку от бухты Киевка, вплоть до мыса Сосунова, эта полоса начинается на изобатах 60–100 м и имеет ширину 4–6 км, ограничиваясь со стороны суши высокими (нередко более 100 м) абразионными уступами. Мористее рассматриваемой зоны начинается депрессия, выполненная неоген-четвертичными отложениями, что противоречит мнению о четвертичных опусканиях внутреннего шельфа и прибрежной суши. Если же связывать подобное строение шельфа с быстрым гляцио-эвстатическим повышением уровня моря в период последней трансгрессии, то следует допустить, что в течение лишь нескольких тысячелетий морем были абрадированы прочные интрузивные, вулканогенные и метаморфизованные

вулканогенно-осадочные породы в полосе высокой суши шириной 4–6 км, что кажется невероятным.

В соответствии с новыми данными абразионно-аккумулятивный профиль шельфа был создан в процессе длительной (миллионы лет) плиоценовой трансгрессии (Крапивнер, 1975). В течение более кратковременных четвертичных трансгрессий море размывало верхнюю часть узкой призмы плиоценовых осадков шельфа и лишь незначительно абрадировало скальные породы суши за внутренним краем этой призмы. В результате клифы последовательно отступали с образованием абразионно-аккумулятивной платформы у их основания, выработанной в коренных породах. Поскольку уровень каждой последующей трансгрессии был ниже предыдущего, происходил последовательный размыв отложений предшествующих циклов седиментации, а подножия клифов располагались на все более низких уровнях. Это сопровождалось прерывистым понижением топографической поверхности внутреннего шельфа (на внешнем шельфе оно частично компенсировалось осадконакоплением) и одновременным врезанием рек в свои долины. В итоге в области прибрежной суши сформировался ярусный рельеф с сопряженными морскими и аллювиальными террасами.

Спектр морских террас Приморья в приведенной выше возрастной трактовке обнаруживает большое сходство с террасовой лестницей Сахалина и в общих чертах укладывается в схему Депере-Цейнера. Этот факт в сочетании с общим трансструктурным распространением рассматриваемых уровней рельефа позволяет связывать их происхождение с глобальными изменениями уровня Мирового океана, по К.К. Маркову и А.И. Суевой (1965), не являющимися гляцио-эвстатическими, вследствие чего само наличие таких уровней не говорит о поднятии прибрежной суши.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Берсенева И.И., Липкин Ю.С., Пуцин И.К., Липкина М.И.* Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. — В сб.: Вопросы геологии и геофизики окраин морей с.-з. части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Гальцев-Безюк С.Д.* К вопросу о движениях береговой линии Охотского и Японского морей в антропогене. — В сб.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972.
- Граменицкая Н.А.* Роль разрывных нарушений при заложении речных долин в Сихотэалинской складчатой области. — В сб.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Дамперов Д.И., Елисеев Б.И.* О четвертичных отложениях Северного Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах. — Труды 2-й международной конференции. АИЧПЕ, в. 3. Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Данилина Г.С., Крапивнер Р.Б.* О двух стадиях так называемой послеледниковой трансгрессии в Южном Приморье. — Геология и разведка, 1974, № 1.
- Короткий А.М., Караулова Л.П.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. — В сб.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Крапивнер Р.Б.* К вопросу о колебаниях уровня Японского моря в четвертичное время. — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.

- Крапивнер Р.Б.* Геологическое развитие шельфа и континентального склона в Южном Приморье по новым данным. — В сб.: География и геоморфология шельфа. Владивосток, 1975.
- Кулаков А.П.* Береговые линии Охотского и Японского морей. — В сб.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972.
- Линдберг Г.У.* Четвертичный период в свете биогеографических данных. Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Малеев Е.Ф.* О суйфунской свите и возрасте базальтов южного Приморья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 8.
- Марков К.К., Суетова А.И.* Эвстатические колебания уровня океана. — В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Соловьев Э.В.* Морские четвертичные отложения Приморского края. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 90. Л., Госгеолтехиздат, 1963.
- Хершберг Л.Б.* О последней морской трансгрессии в юго-восточном Приморье. — Геология и разведка, 1971, № 5.
- Чемаков Ю.Ф.* Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей. — Труды Ин-та геол. АН Эстонской ССР, № 8. Таллин, 1961.
- Юг Дальнего Востока. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1972.

*А.Н. Александрова*

## МОРСКИЕ ТЕРРАСЫ САХАЛИНА И ХОККАЙДО

Изучение древних береговых линий двух крупных островов в системе Тихоокеанской островной дуги — Сахалина и Хоккайдо, объединенных общностью геологического развития, представляет интерес в разрешении проблем плейстоцена региона: колебания уровня Мирового океана, характера палеогеографических изменений побережья и шельфа, неотектонических движений и т.д.

Террасовые ряды побережья Сахалина изучались начиная с 90-х годов XIX в. многими исследователями, но слабая изученность слагающих террасы плейстоценовых осадков породила разноречивость мнений относительно их возраста и генезиса. Морские террасы Хоккайдо изучались японскими учеными, данные о них сведены в работах К. Косуги (Kosugi, 1966, 1970, 1971, 1973). Как и для Сахалина, наиболее уязвимым местом остается биостратиграфическая характеристика плейстоценовых осадков террас. Ценные данные по морскому плейстоцену Тихоокеанского региона были получены в результате детальных исследований разрезов крупных депрессий, где в течение всего плейстоцена происходило относительно непрерывное накопление мощных толщ морского и континентального плейстоцена. В Японии такие разрезы изучены в депрессии Канто (более 1000 м) и Осака (700 м) на о.Хонсю (Геологическое развитие Японских островов, 1968), на Сахалине — по югу Поронайской (200—400 м) и Сусунайской депрессий (около 200 м) (Гричук, Соколова, 1959; Беспалый, 1964; Александрова, Белецкая, 1965; Александрова, 1970, 1974).

По характеру геоморфологического строения и геологического развития на обоих островах можно выделить три типа побережья: гористое, тер-

расширенное и аккумулятивное (Александров, 1973). Первый тип побережья характерен для участков интенсивных новейших поднятий антиклинальных структур крыльев флексур или тектонических блоков. Этот тип побережья характеризуется отсутствием морских террас; лишь местами сохранились отдельные обрывки высоких абразионных террас (Суусайский хребет, западные склоны Западно-Сахалинских гор и устье р. Августовка и др.). Аккумулятивные побережья приурочены к устьевым частям неотектонических депрессий. Террасированные побережья имеют наибольшее распространение на обоих островах: они окаймляют на значительном протяжении обращенные к морю склоны Западного хребта п-ова Шмидта, Охинского перешейка, Западно- и Восточно-Сахалинских гор, Тонино-Анивского хребта. Морские террасы занимают значительные площади Муравьевской низменности и п-ова Терпения, на участках перехода от горных хребтов к прибрежным низменностям в северной части острова, на берегах залива Терпения. На Хоккайдо террасированное побережье окаймляет предгорье хребтов Тесио, Китами, Хидака, Юбари. Так же, как и на Сахалине, значительного распространения достигают морские террасы на равнинах (Токати, плато Консен) и низменностях: Куширо, Исикари. Анализ распространения морских террас на обоих островах позволяет прийти к выводу о приуроченности данного типа побережья к участкам, испытывающим в течение неогенплейстоцена замедленные поднятия (Александров, 1973).

В настоящей статье рассматриваются плейстоценовые уровни береговой зоны Сахалина и Хоккайдо, образование которых связано с гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и впоследствии деформированные неотектоническими движениями, и строение их плейстоценовых толщ. Геоморфологическим описанием и морфоструктурным анализом побережья много занимались В.В. Соловьев, Г.С. Ганешин, С.М. Александров, А.П. Кулаков.

Наиболее древний уровень денудационных равнин абсолютной высотой от 100 до 300 м широко развит на Северо-Сахалинской равнине, перешейке Поясок, Муравьевском перешейке, Корсаковском плато, Новиковской депрессии Тонино-Анивских гор и предгорьях Западно- и Восточно-Сахалинских хребтов. На Хоккайдо эта поверхность развита спорадически на м. Эримо и о. Окусири. Распространенные преимущественно на породах неогена, денудационные равнины, как правило, лишены аккумулятивного чехла, однако местами наблюдается грубая галечниковая толща пролювиального типа мощностью от нескольких метров (перешеек Поясок) до нескольких десятков метров (Лунская, Пограничная депрессии Восточно-Сахалинских гор), сильно ожелезненная, сцементированная глинистыми песками, с выветрелыми окатанными и угловатыми гальками и валунами местных пород, свидетельствующими скорее о субазральном происхождении толщи (табл.1). Значительно шире эта поверхность (Кунохэ) распространена на Хонсю, где описана абразионная терраса высотой от 120 до 300 м, уровень которой связывают со стабильным положением моря в позднем плиоцене и раннем плейстоцене (Nakagawa, 1961, 1963).

Относительно возврата и генезиса отложений, слагающих эту поверхность, существуют разногласия, вызванные почти полным отсутствием па-

Таблица 1  
Морские террасы Сахалина и Хоккайдо

о. САХАЛИН (по Беспалову, 1964; Александровой, 1971; Александрову, 1973; Лаврову, 1961, 1963; Удинцеву, 1957)		о. ХОККАЙДО (по Yabe, Taya, 1934; Minato, 1955; Nakagawa, 1963; Kosugi, 1966, 1970, 1971)			
Индекс	Побережье Охотского и Японского морей	Японское побережье	Охотское побережье	Ступени террас	Местная стратиграфическая шкала
Q <sub>IV</sub>	Терраса (3–5 до 6–8 м)*, косы, пересыпи, бары, пляжи	Высокая аллювиальная поверхность (3–10 м)   (5–8 м)		V	Постгляциал
Q <sub>III</sub> <sup>3-4</sup>	Подводная терраса (-30–50 м)**	Подводная терраса III' (-60–40 м)			Тоттабцу–III
	Терраса (12–15 м)	Rumoi (5–10 м)	Esashi (10–20 м)	IV	Тоттабцу–II–III
Q <sub>III</sub> <sup>1-2</sup>	Терраса (15–40 м)	Подводная терраса II' (-120–80 м)			Тоттабцу–II
		Tomamai (25–30 м)	Asajino (25–40 м)	III	Тоттабцу–I–II
		Подводная терраса I' (-140–120 м)			Тоттабцу–I
		Naboro (60–70 м)	Omura (45–80 м)	II	Поросири–Тоттабцу
	Подводная терраса (-100–120 м ?)	Hatsuura (80–120 м)	Otoshibe (150–180 м)	I	Поросири
	Терраса (50–80 до 100 м)				Миндель–Поросири
Q <sub>I</sub>	Подводная терраса (-180–250 м) Денудационные равнины (100–300 м)	Подводная терраса X' (-190–150 м) Поверхность выравнивания (до 300 м)			Древний плейстоцен

\* Высота террасы.

\*\* Глубина подводной террасы.

леонтологических данных. Раннеплейстоценовый их возраст (древний плейстоцен, по К. Kosugi, 1971) определяется на Сахалине на основании их стратиграфического положения: они с размывом залегают на плиоценовых образованиях и в них вложен среднеплейстоценовый аллювий (Александрова, 1972).

Собственно террасовый комплекс (лестница террас) начинается с террасы высотой от 50–80 м на побережье Японского моря до 100–180 м – Охотского моря (1 ступень террас по К. Kosugi, 1972) (см. табл. 1). На

Сахалине высокая абразионная терраса довольно широко развита на побережье Сахалинского залива, фрагментами на западном побережье п-ова Шмидта. Далее на юг она прослеживается от м. Хоз прерывисто до п-ова Крильон; на восточном побережье — от пос. Гастелло до г. Макарова и окаймляет западные предгорья Тонино-Анивского хребта в районе оз. Тунайча.

Изученные нами отложения террасы имеют ярко выраженное трехчленное строение (рис. 1, см. вкладку). Нижняя толща, с размывом залегающая на цоколе террасы, представлена песчано-галечными осадками с гравием, валунами в ее низах и линзами и прослоями глин, суглинков и супесей. Характерным для этой толщи является ожелезненность, выветрелость и слабая сортировка материала. Средняя толща наблюдается не на всех разрезах и, как правило, имеет более тонкий состав: пески, глины с редким включением гравия и гальки. Наибольшей мощности эта толща достигает в бухтах (рис. 1, разрезы 4, 8). На западном побережье зал. Терпения в области развития песчаных пород маруямской свиты неогена около г. Макарова нами описан 7,5-метровый разрез аккумулятивного чехла, представленный сильно ожелезненными горизонтальнослоистыми песками с базальными галечниками, лежащими с размывом на слабо наклонных песчаниках неогена. Сверху, как правило, эти морские аллювиально-морские осадки перекрыты солифлюкционно-делювиальными суглинками и пролювиальными и флювиогляциальными галечниками.

Анализ характера распространения аккумулятивного чехла террасы показывает, что наиболее мощные разрезы его приурочены к устьевым частям рек (Пильво, Б. Александровка, Августовка, Новоселка, Макаровка и др.). На большей же части побережья, по-видимому, в среднем плейстоцене существовал дефицит рыхлых наносов, чем объясняется фрагментарность развития аккумулятивного чехла.

Морской генезис отложений террасы палеонтологически пока не подтвержден. Описанные А.П. Кулаковым (1973) комплексы диатомовых водорослей, определенные в разрезах морских террас высотой 60 м у пос. Новоселово (разрез 8) и Сергеево (9, см. рис. 1), состоят из пресноводных диатомей, солоноватоводные и морские — неогеновые диатомеи скорее всего переотложены.

Палинологические данные (по разрезам 1—4, 6, 8, 10, см. рис. 1) указывают на то, что формирование нижней части — собственно морских отложений — происходило в условиях теплого и влажного климата ( $Q_{II}^1$ ). Накопление верхних покровных образований шло в эпоху холодного и влажного климата начала второй половины среднего плейстоцена ( $Q_{II}^2$ ) (Александрова, 1972; Кулаков, 1973).

На Японском побережье Хоккайдо терраса II ступени — Хацуура — широко развита на участке от Тесио (где она аккумулятивная) до Румои (абразионная), в районе Исикари и Эсахи. В предгорьях Ноппро депрессии Исикари прослеживается комплекс террас: Такеяма (100—180 м) и Ватцу (65—100 м); которые рассматриваются как I; Ноппро (40—60 м) — II; Эбецу (12—30 м) — III (Ishikari — Teichitai — Groupe, 1965; Kosugi, 1966). На Охотском побережье разновозрастная терраса Отосибэ изучена на участке м. Соя-Монбецу. Наибольшее распростране-

ние терраса II ступени получила на тихоокеанском побережье от Кусиро до Мукава. В депрессии Кусиро она формировалась по краю обширного вулканического плато и хорошо изучена в районе Сиранука и Конбимори (Okazaki, 1960).

Формирование морских террасовых отложений, по данным японских геологов, происходило в условиях трансгрессии и теплого климата первой половины среднего плейстоцена (Миндель—Поросири). Верхняя же часть — лагунных, озерных и покровных суглинков и глин накапливалась в эпоху регрессии моря Поросири (см. табл. 1). На Хонсю терраса Тама высотой от 70 до 100 м сложена морскими осадками, перекрытыми покровом тефрита, формировавшимся, судя по флоре Дзиконди, в условиях похолодания климата (Геологическое развитие Японских островов, 1968).

Наибольшего развития в Хоккайдо — Курило-Сахалинской зоне достигают позднплейстоценовые террасы.

На Сахалине в области неотектонических поднятий наблюдается лестница скульптурных террас двух уровней: 15—40 и 12—15 м. В районах погружений широко развиты обширные заболоченные аккумулятивные равнины высотой от 3 до 15 м, где наблюдается наиболее полный разрез морского позднего плейстоцена мощностью до 30 м (побережье Амурского лимана, зал. Байкал, Северо-Сахалинской равнины; Дунской, Айнской низменностей, п-ова Терпения и др. — разрезы 6, 7; см. рис. 2 на вкладке). Наиболее интересными районами развития аккумулятивных террас являются участки перехода от антиклинальных структур к синклинальным (побережье западного и восточного борта Поронайской депрессии, где позднплейстоценовые отложения слагают один уровень морской террасы высотой 15—25 м) (Беспальный, 1964, 1968; Александрова, Белецкая, 1965; Александрова, 1972). Зависимость высот террас и мощности слагающих их осадков от характера неотектонических движений отражены в табл. 2.

Отличительной особенностью отложений, слагающих позднплейстоценовые морские террасы Сахалина, является сортировка по механическому составу: частое переслаивание мелко-средне- и разнозернистых песков, горизонтально- и косослоистых, с гравийниками, галечниками и пр. Низы обычно представлены базальными галечниками, валунниками, переходящими в пески с прослоями и линзами галечников, глин, суглинков (разрезы 1, 2, 9, 10, 15, см. рис. 2).

Верхи разреза слагают более тонкие озерные или лагунные осадки — глины, суглинки, илы. Фациальная изменчивость осадков связана с геоморфологическим расположением изученных разрезов: на мысах и в районах приглубого берега формировались галечники с песками, линзами и прослоями гравия, валунов (разрезы 1, 9, 10, см. рис. 2). В вершинах бухт и на отрогах побережье с небольшими уклонами дна накапливались более тонкие разности — слоистые пески, илы, глины (разрезы 12—15, см. рис. 2).

Разрезы отложений позднплейстоценовых террас восточного побережья Сахалина отличаются участием в них пролювиального и флювиогляциального материала в виде прослоев галечников, суглинков с пло-

Таблица 2

## Сопоставление морских позднелайстоценовых террас Сахалина

Районы	$Q_{III}^{1-2}$		$Q_{III}^{3-4}$	
	Скульптурные	Аккумулятивные	Скульптурные	Аккумулятивные
П-ов Шмидта	20–40 (10–12) *	—	12–15 (5–7)	—
Северо-Сахалинская равнина:				
восток	15–20 (5–8)	—	—	5–8 (6–10)
запад	—	6–15 (27)	—	3–8 (до 30)
Средний и Южный Сахалин	25–40 (4–14)	15–25	12–15 (2–13)	15–25

\* Мощность плейстоценовых осадков.

хо окатанными гальками и валунами (разрезы 8, 12, см. рис. 2) и покровных образований (разрезы 12, 13, см. рис. 2). По данным В.Г. Беспалого (1964), мощность флювиогляциальных галечников в разрезах морских террас, окаймляющих Восточно-Сахалинские горы, достигает 15–25 м.

Нахождение морских моллюсков и диатомовых водорослей бесспорно свидетельствует о морском генезисе осадков, слагающих позднелайстоценовые террасы. *Cardium cf. californiensis*. Desh., *Littorina squalida* Brod. et Sow. обнаружены в аккумулятивном чехле террасы 30 м. Корсакова; *Aloides amurensis* (Schrenck), *Mya arenaria* L., *Macoma baltica* L. — в песках, слагающих аккумулятивную равнину северо-восточного побережья Сахалина в районе пос. Луполово, на глубине 8,2–10,3 м (определения О.М. Петрова). Там же на глубине 4,1–5,1 м Л.А. Струве определила комплекс диатомей, в котором наряду с морскими и солонатоводными встречаются и пресноводные водоросли (Александрова, 1972). Морской комплекс диатомей встречен в двух горизонтах глин Владимирского разреза (12, см. рис. 2) и в низах разреза по р. Зубатка (13, см. рис. 2) и Лунского разреза (8, см. рис. 2) (Александрова, Белецкая, 1965).

Абсолютный возраст древесины, собранной автором из горизонта глин (глуб. 7,6–10,4 м) Владимирского разреза, —  $31000 \pm 1000$  (ГИН АН СССР);  $27650 \pm 550$  лет (СО АН СССР — 93) — возраст торфа с древесными остатками, залегающего в нижней части террасы 15 м в районе устья р. Рождественка,  $40300 \pm 260$  лет (СО АН СССР — 15) — возраст нижней части отложений террасы 37 м южнее пос. Арково-Берег (Фирсов, Панычев, Орлова, 1972).

Стратиграфические и палеонтологические данные указывают на то, что верхнелайстоценовые отложения подразделяются на четыре горизонта. Терраса 25–40 м сложена двумя горизонтами: нижним — морским, сформировавшимся в эпоху трансгрессии и теплого влажного климата ( $Q_{III}^{1-2}$ );

верхним, представленным лагунными, озерными и на восточном побережье — континентальными осадками, накапливавшимися в эпоху регрессии и холодного климата ( $Q_{11}^2$ ). Терраса 12–15 м в нижней части сложена морскими осадками, образовавшимися в трансгрессивных условиях теплой климатической эпохи ( $Q_{11}^3$ ), перекрытыми регрессивными морскими и континентальными образованиями холодной климатической эпохи конца позднего плейстоцена ( $Q_{11}^4$ ).

На Хоккайдо к террасам позднего плейстоцена относят три ступени террас; две из них (II, III) сопоставляются нами с широко развитой на Сахалине террасой 15–40 м (см. табл. 1). Терраса Хаборо Японского побережья высотой 60–70 м наиболее типична в районе Хаборо и Сикубецу; к северу ее высота и ширина постепенно снижаются. Терраса Ому развита повсеместно на Охотском побережье (исключая Санаи-Менасидомари), имеет пологоволнистую поверхность. На тихоокеанском побережье терраса окаймляет плато Консен и наблюдается на равнине Кусиро, Исикари, зал. Исиура, пролива Цугари. Отложения террасы представлены в низах песчано-галечными осадками (мощностью 2–5 м), переходящими в средней части в лагунные или озерные оторфованные глины с прослоями серых вулканических глин, образовавшихся в теплую климатическую эпоху Поросири-Тоттабецу (Kosugi, 1971).

Терраса Томамаэ Японского побережья (III ступень) наиболее типична на северо-западе, где она имеет высоту 25–35 м и ширину до 2,5 км. Терраса Асахино широко развита на равнине Тонбецу Охотского побережья высотой 35–40 м. На тихоокеанском побережье терраса имеет наибольшее развитие на побережье зал. Немуро, слагая с террасой II ступени п-ов Немуро, и фрагментарно по всему побережью.

Отложения этого уровня изучены К. Косуги (Kosugi, 1971). Аккумулятивный чехол сложен снизу морскими песчано-галечными осадками эпохи Тоттабецу-I–II, сверху — перекрытыми суглинками и глинами перигляциального генезиса (мощностью до 10 м), формирование которых происходило в эпоху Тоттабецу-II. В отложениях террас II и III ступеней охотского и особенно тихоокеанского побережья значительное участие принимает вулканический материал в виде прослоев пепла, пемзы, продуктов извержения. На м. Эримо в галечниках террасы III ступени высотой 15–35 м найдено кладбище слонов *Mammuthus primigenius* Blum., благодаря чему М. Минато (Minato, 1955) коррелирует их с ледниковым подъярусом Тоттабецу-II. Континентальным аналогом верхней части террасовых отложений являются галечники, перекрытые тефритом яруса Мусасино (Канто).

Терраса Румои или Эсаси IV ступени сопоставима с террасой Сахалина высотой 12–15 м. Наибольшего своего развития она достигает на охотском побережье и депрессии Исикари. Разрез отложений представлен тремя литолого-стратиграфическими пачками: снизу — песчано-галечные слоистые осадки (до 2,5 м) с включением валунов; средние слои — глины и суглинки с прослоями торфа и вулканических суглинков и глин мощностью 1–2 м; сверху — покровные суглинки. Формирование этих отложений происходило как в теплую климатическую эпоху Тоттабецу-

II—III, так и в начале холодной (Тоттабэцу-III). Для эпохи Тоттабэцу-III характерна интенсивная вулканическая деятельность, возраст продуктов извержения определяется радиоуглеродным методом в 20—25 тыс. лет (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Эпоха Тоттабэцу-III определяется как эквивалент главной стадии вюрмского оледенения Европы. Различным фазам позднплейстоценового похолодания и регрессии окружающих морей соответствуют отмечаемые на шельфе Сахалина и Хоккайдо подводные террасы (Удинцев, 1957; Лавров, 1961, 1963; Yabe, Tayama, 1934; Hoshino, 1975; Kosugi, 1970, 1971).

Голоценовые морские скульптурные и аккумулятивные террасы высотой от 3—5 до 6—10 м окаймляют значительную часть побережья Сахалина и Хоккайдо (Владимиров, 1961; Кулаков, 1973; Александрова, Александров, 1974). На Японских островах эта терраса получила название Дзёмон или "поднятый берег". В устьевых частях депрессий морские голоценовые осадки (мощностью до 15—20 м на Сахалине) слагают аккумулятивные равнины, называемые в Японии "высокой аллювиальной поверхностью", сложенные дельтовыми, прибрежно-морскими, лагунными и аллювиальными осадками. Формирование морских осадков происходило в условиях послеледниковой трансгрессии (Юракутё в Японии), достигавшей максимальной фазы в период расцвета культуры Раннего Дзёмона (6000 лет назад), уровень которой на 6 м выше современного (Sugimura, Nagase, 1954, 1955). На Сахалине голоценовая трансгрессия охватила послеледниковье и климатический оптимум. Судя по характеру распространения и мощности (до 50 м) морских и лагунных осадков в переуглубленных устьях крупных рек море проникало на 5—20 км в глубь территории.

Рассмотрение древних береговых линий двух островов Тихоокеанской островной дуги, связанных общностью геологической истории и не лишённых в то же время своеобразия их развития, обусловленного различным проявлением неотектоники и вулканизма, дает возможность производить их сопоставление и из множества факторов, влияющих на их формирование, выделить определяющие: гляцио-эвстатические колебания уровня Мирового океана в плейстоцене и дифференцированные неотектонические движения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александров С.М. Остров Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1973.
- Александрова А.Н. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода Сусунайской депрессии. — Изв.Сах. отд.ВГО СССР, вып. 1, 1970.
- Александрова А.Н. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Сахалина (по палинологическим данным). Автореф. канд. дисс. М., 1972.
- Александрова А.Н. Стрoение плейстоценовых толщ и палеогеография Центрально-Сахалинских депрессий. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 12.
- Александров А.Н., Александров С.М. Морской голоцен Сахалина. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 3.
- Александрова А.Н., Белецкая С.В. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода юга Поронайской депрессии. Сб. статей по геологии и гидрологии, вып. 5. М., "Недра", 1965.
- Беспалый В.Г. Четвертичные отложения Восточно-Сахалинских гор и Тымь-Поронанской равнины. Автореф. канд. дисс. Л., 1964.

- Беспалый В.Г.* Проблемы нижней границы четвертичных отложений о. Сахалина. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 7.
- Владимиров А.Т.* Морфология и эволюция лагунного берега острова Сахалина. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 10, № 8. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Гричук М.П., Соколова Н.С.* Новые материалы о развитии природы южной части о. Сахалина в четвертичный период. — Научные доклады высшей школы, геол.-геогр. науки, 1959, № 2.
- Кулаков А.П.* Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Лавров В.М.* Геологическое строение шельфа западного побережья о. Сахалин. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 4.
- Лавров В.М.* Геоморфология материковой отмели западного побережья Южного Сахалина. — Докл. АН СССР, 1963, т. 143, № 5.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф дна Охотского моря. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 22. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Hoshino M.* Sur les plates-formes continentales d'alentours des îles Japonaises. — Rev. géogr. Jap., 1957, v. 30.
- Ishikari-Teichitai-Groupe.* Sur les dépôts pléistocène de la colline de Nopporo du Hokkaidô, avec la référence spéciale à la coque de Nishinosato. — Sci. Terre. Jap., 1965, v. 79.
- Kosugi K.* Classification de terrasse littorale. — J. Assoc. géogr. Kagoshima, 1966, v. 13, 14.
- Kosugi K.* Étude analytique des dépôts de sables et galets actuels d'origines diverses; application au processus de formation des surfaces de terrasse littorale dans le Hokkaidô. — Sci. Rep. Tohoku Univ. (Géogr.), 1970, N 1; 1971, N 2.
- Kosugi K.* Essai sur domaines morphogénétiques du Hokkaidô. — Sci. Rep. Tohoku Univ. (Géogr.), 1973, N 1.
- Minato M.* Zu den Mammontausfaunen Hokkaidô, Japan. — J. Geol., 1955, N 1—2.
- Nakagawa H.* Eustasie quaternaire et chronologie glaciaire le long de la région côtière de l'Océan Pacifique au Japan. — Contr. Inst. géol., paléont. Univ. Tohoku, 1961, v. 54.
- Nakagawa H.* The Quaternary of Aomori Prefecture. — Geol. Aomori Prefecture, 1963.
- Okazaki Y.* Développement topographique de la bruyère de Kushiro et son ambiance, Hokkaidô, Japan. — Rev. géogr. Jap. 1960, v. 33.
- Sugimura A., Naruse Y.* Changes in sea level, seismic upheavals, and coastal terraces in the Southern Kwanto region, Japan. — Jap. J. Geol. and Geogr., 1954, v. 24, 1955, v. 26.
- Yabe H., Tayama R.* Relief de fond des mers qui bordent les îles Japonaises et la péninsule Coréenne. — Bull. earthq. rech. inst., 1934, t. 12.

*Л.Н. Морозова, В.Ю. Бирюков, Н.А. Волкова,  
Л.А. Жиндарев*

## ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Построение геоморфологической карты шельфа на современном уровне его изученности — задача довольно сложная, включающая в себя ряд трудных моментов. Считая вслед за О.К. Леонтьевым (1968, 1971) шельф затопленной окраиной материков, развивавшейся длительный период времени как единое целое с прилегающей сушей, мы вправе применить методику, разработанную и принятую для геоморфологического картографирования суши. Однако применение этой методики в значительной сте-

пени усложняется отсутствием подробной и точной батиметрической основы, крайне недостаточной геологической изученностью шельфа и отсутствием единых представлений об истории развития его рельефа. Кроме того, следует иметь в виду, что первично субазальный рельеф шельфа претерпел существенную переработку морем, которое в свою очередь сформировало собственно морской рельеф, представленный как береговыми, так и донными формами. Сложность геоморфологического строения заставляет при разработке легенды и составлении геоморфологической карты показывать не только современный и древний морской рельеф, но и реликтовый субазальный, учитывая при этом генезис, возраст и степень переработки последнего.

Ввиду слабой геологической изученности шельфа Чукотского моря при составлении его геоморфологической карты большое значение приобрели тщательный анализ имеющихся промерных данных и построение надежной батиметрической основы. Такая основа была построена на первом этапе работ для внутренней зоны шельфа и проведена ее генетическая интерпретация с привлечением данных по геоморфологическому строению прибрежной суши.

Шельф Чукотского моря относится к шельфам трансгрессивного типа, т.е. представляет собой погруженную под уровень моря равнину с развитием эрозионно-аккумулятивного, эрозионно-денудационного и флювиогляциального типов рельефа. Во внутренней зоне субазальный рельеф характеризуется наибольшей переработанностью морем, но степень последней на отдельных участках неодинакова. Принимая во внимание эту особенность, а также характер распространения современного и древнего морского рельефа, внутреннюю зону шельфа мы подразделяем на три субпараллельные берегу полосы.

Первая, прибрежная, полоса простирается до глубин 40—45 м и представляет собой область распространения современного и древнего прибрежного абразионно-аккумулятивного рельефа, включая современный подводный береговой склон, ограничивающийся глубиной 18—20 м. В ее пределах почти не сохранились субазальные формы рельефа, лишь с глубин 35—40 м на отдельных участках прослеживаются ложбины, напоминающие речные долины.

Современный подводный береговой склон — область активного волнового воздействия, формируется в зависимости от ряда факторов и условий, действующих в береговой зоне. По данным П.А. Каплина (1971), берега Чукотского моря можно подразделить на два типа — лагунные и абразионные, а следовательно, и подводный береговой склон также подразделяется на абразионные и аккумулятивные участки. Материалы сейсмического профилирования и анализ батиметрической основы показали, что такое подразделение можно отнести и ко всей прибрежной полосе шельфа.

Аккумулятивные участки в прибрежной полосе имеют ширину 17—50 км, довольно отмелы. В рельефе их наблюдается несколько перегибов на глубинах 4, 8—10, 16, 25 и 35 м. Кроме этих перегибов, для них характерно развитие серии крупных древних береговых форм типа баров и отчлененных ими лагун в интервале глубин от 42 до 12 м. Эти береговые

формы, ранее уже подробно описанные соавторами данной статьи (Жиндарев, Морозова, 1974), имеют региональное распространение и приурочены к глубинам 12—13, 18—19, 24—25, 28—30, 33—35 и 40—42 м. Можно предположить, что они маркируют древние береговые линии Чукотского моря, относящиеся к периодам стабилизации уровня послеледниковой трансгрессии. По сведениям американских авторов (Hopkins, 1968; Creager, McManus, 1965), в Беринговом и Чукотском морях были обнаружены затопленные пляжи на глубинах 18—21, 25 и 35—38 м. При этом береговые линии на глубине 38 м датируются возрастом 12 000 лет (Creager, McManus, 1965).

Абразионные участки прибрежной полосы характеризуются приглубостью и незначительной шириной (4—10 км). Глубины от берега нарастают равномерно, хотя в рельефе наблюдается несколько незначительных перегибов на глубинах 11—12, 23—24, 31—33 м. В отличие от аккумулятивных участков здесь четко выраженные береговые формы типа баров встречаются лишь на отдельных участках на глубинах 35—36 и 40—41 м (Жиндарев, 1974).

Древние береговые линии могут быть прослежены лишь условно по аналогии с аккумулятивными участками. На их существование указывают террасовидные площадки, по-видимому, древние абразионные платформы, приуроченные к глубинам 24—25, 28—30 м 33—35 м. Кроме этого, о стабилизации уровня голоценовой трансгрессии на отметке 31—33 м может говорить наличие абразионного уступа высотой 3—5 м.

Различия в строении рельефа аккумулятивных и абразионных участков прибрежной полосы шельфа говорят об унаследованности их развития с начала послеледниковья. На определенных участках шельфа сохранились условия, при которых на различных уровнях береговая зона развивалась унаследованно как абразионная или аккумулятивная.

С глубины 40—42 м прибрежная полоса, характеризующаяся значительными уклонами, широким распространением древнего и современного берегового рельефа, переходит в плоскую выровненную поверхность, глубины над которой сначала нарастают до 48—50 м, а затем примерно от центральной части вновь уменьшаются и на внешнем крае достигают 42—43 м. Эта полоса напоминает очень пологую ложбину с однообразным, сильно сглаженным рельефом поверхности. Этот рельеф усложняется лишь наличием впадин и поднятий субширотного простирания, разница отметок между днищами и вершинами которых достигает всего 1—2 м. Впадины и поднятия имеют неправильные причудливые очертания, но иногда принимают овальную или подковообразную форму. Размеры их в поперечнике достигают 10—15 км.

По-видимому, эта полоса шельфа является областью современной морской аккумуляции, поэтому субаэральный рельеф здесь погребен под морскими осадками, и лишь на некоторых участках прослеживаются реликты древних долин. Внешняя граница ложбины проводится по резкому перегибу, при этом субширотный характер расчленения сменяется субмеридиональным.

Рельеф следующей полосы характерен чередованием линейно-вытянутых поднятий и разделяющих их узких понижений. Глубины здесь

варьируют от 36 до 39 м над поднятиями до 49—50 м над понижениями. Поднятия достигают 2—4 км в поперечнике, а понижения имеют ширину 1—2 км. Характерно почти прямоугольное сочленение отдельных форм рельефа и их элементов. Характер этого рельефа может указывать на эрозионно-денудационное его происхождение, а строение его, по-видимому, предопределено структурным планом территории. Таким образом, в пределах третьей полосы субазальный рельеф характеризуется наибольшей сохранностью и выраженностью, что, по-видимому, обусловлено особенностями геологического строения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Жиндарев Л.А.* Морфология подводного берегового склона северного побережья Чукотского полуострова. — Вестник МГУ, геогр., 1974, № 6.
- Жиндарев Л.А., Морозова Л.Н.* Голоценовая история развития северного побережья Чукотского полуострова. — Деп. ВИНТИ, 1974, № 2029.
- Каплин П.А.* Особенности динамики и строения берегов полярных морей. — В сб.: Новые исследования береговых процессов. М., "Наука", 1971.
- Леонтьев О.К.* Дно океана. М., "Мысль", 1968.
- Леонтьев О.К.* Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. — Вестник МГУ, геогр., 1971, № 3.
- Craiger J.S., McManus O.A.* Pleistocene drainage patterns on the floor of the Chuchi sea. — Marine Geol., 1965, N 4.
- Hopkins D.M.* Exploration for minerals and fuels in Northern Bering Sea. — Mining Eng., 1968, N 12.

*А.П. Валпетер*

### ХАРАКТЕРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ПРИБРЕЖНОГО ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Изучение рельефа и осадков прибрежной полосы моря в районе Чаунской губы показало, что днище губы и часть прилегающего шельфа Восточно-Сибирского моря представляют собой затопленную морем и лишь частично переработанную волнами поверхность озерноаллювиальной тундровой равнины. На юге губы остатки незатопленной равнины простираются к предгорьям Раучуанского, Илирнейского и других кражей и дают представление о морфологии той части равнины, которая перекрыта новейшими морскими осадками.

Наиболее четкими следами субазального рельефа на дне акватории губы и в прибрежной части шельфа являются фрагменты долин дельты рек, впадины термокарстовых озер, морозобойные трещины и другие криогенные формы, а также золотые образования. Степень четкости выражения этих форм зависит от их удаленности от современной береговой линии и активности волновой деятельности. Ниже глубин 30 м (а местами уже с 20 м) реликты субазального аккумулятивного рельефа встречаются

ся очень редко, так как дно полностью скрыто под покровом современных и более древних преимущественно глинисто-алевроитовых и глинистых отложений.

Флювиальный тип рельефа представлен затопленными участками речных долин и дельт, фрагментами террас и флювиально-абразионными уступами. Следы затопленных долин представляют собой продолжение долин, занятых современными водотоками. Большой частью это — понижения в современном рельефе дна, дешифрирующиеся как на эхолотных и сейсмоакустических разрезах, так и на морских картах. Склоны их пологие, так как они протекали по поверхности равнин аккумулятивно-абразионного выравнивания. Лишь некоторые из них, например, древняя Колыма и древняя Певекская долина, имеют более четкую морфологию и фрагменты террас на склонах. Местами, как это отмечено в районе мыса Шелагского и между Певекским полуостровом и о. Б. Роутан, сохранились эрозионные уступы высотой до первых десятков метров.

Ширина затопленных долин от нескольких сотен метров до первых километров. Они врезаны в отложения, содержащие споровопыльцевые спектры каргинского времени и перекрыты слоем голоценовых и верхнеплейстоценовых глинисто-тонкоалевроитовых отложений мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Лишь в прибрежной части подводного склона или на участках подводного размыва обнажается галечно-гравийный аллювиальный материал.

Формирование большинства затопленных долин относится к позднеплейстоценовому ледниковому времени и голоцену. Возможно, некоторые фрагменты затопленной речной сети имеют и более древний возраст. Иногда, например, севернее острова Айон и Б. Роутан, затопленные долины перегорожены голоценовыми морскими аккумулятивными образованиями.

Характерной чертой является развитие морозобойных трещин, а также псевдоморфоз по ледяным клиньям в аллювиальных отложениях, выполняющих затопленные долины. Следы подводного термокарста четко проявляются в покровных голоценовых морских отложениях и записываются инструментально на эхолотограммах.

В современном рельефе дна шельфа Восточно-Сибирского моря геофизическими работами фиксируются и погребенные участки речных долин, выработанные в коренных породах цоколя Чаунской губы или в толще отложений, выполняющих унаследованную от Раучунского прогиба Чаунскую кайнозойскую депрессию. Некоторые из этих долин продолжают на суше в виде переуглубленных каньонов, располагающихся ниже 30 м современного уровня моря и заполненных отложениями различного генезиса. Конфигурация затопленных и погребенных долин имеет много общих черт, хотя строгого соответствия в плановом расположении обычно не наблюдается. Непременным элементом затопленной речной сети являются многочисленные дельты и конусы выноса. Нередко на продолжении одной и той же долины встречаются несколько поколений дельт. Особенно часто они встречаются в непосредственной близости от современной береговой линии. Наиболее крупным образованием такого типа являются острова Айона, на глубине 30 м, второе образование лежит в не-

скольких километрах севернее мыса Б. Баранов, на глубине 20–25 м, и третье — вблизи современного устья на глубине 6–8 м. Эти дельты по размерам сопоставимы с современной дельтой Колымы. Многочисленные дельты на подводном склоне Восточно-Сибирского моря между мысами Шелагский и Кибера. Они встречаются на глубинах моря 24–25; 20–21; 15 м и вблизи современного уреза воды. В Чаунской губе обширные дельты образовались в основном вдоль восточного, южного и юго-западного берегов и приурочены к глубинам 10–11, 6–7 и 4 м. В районе современного устья р. Млелювием и вокруг Певекского полуострова, по географическим данным и в результате бурения, установлено наличие нескольких погребенных дельт, располагающихся в 15 м и ниже современного дна.

По данным вибробурения, на участках абразионных берегов дельты сложены преимущественно песчанно-галечным материалом, а аккумулятивных — песком разной крупности. Мощность дельтовых отложений достигает более 5 м.

Значительные площади подводного склона Восточно-Сибирского моря, а также различные участки Чаунской губы покрыты в основном алеврито-песчаными сильно глинистыми осадками. Песок несет следы интенсивной золотой обработки — зерна идеально окатаны и имеют матовую поверхность. Свообразны и минералогические ассоциации этих осадков, которые не свойственны прибрежной суше и современным пляжевым отложениям. Здесь преобладают в основном ильменит-эпидот-пироксен-магнетитовая ассоциация, тогда как в современной пляжевой зоне это ильменит-циркон-пироксеновая стопазом. По-видимому, эти отложения представляют собой остатки лёссово-ледового покрова (Томирдиаро, 1972; 1974), который образовался на осушенном шельфе и на северных приморских равнинах во время последнего похолодания сартанского времени, когда уровень моря был ниже современного более чем на 50 м (Hopkins, 1967; Creager, McManus, 1965).

На прибрежной суше от древней, разрушаемой озерами, лёссово-ледовой равнины остались только реликтовые формы — отдельные холмы, столообразные плато, остатки островов и тому подобные образования. Типичными реликтовыми образованиями являются надводные части островов Большая и Малый Роутан и южная половина о. Айон. На о. Б. Роутан эта толща содержит спорово-пыльцевые комплексы, характерные для сартанского времени последнего похолодания. Березовые стволы, залегающие в береговых образованиях древнего термокарстового озера, который был выработан в лёссовидной толще на поверхности острова, имеют возраст  $10\,980 \pm 120$  лет ( $R_i - 91$ ), а толща озерных осадков мощностью около 4,5 м сформировалась в интервале от 9340 до 8210 лет тому назад ( $8211 \pm 120 - R_i - 102$ ;  $8279 \pm 200 - R_i - 101$ ;  $8748 \pm 180 - A_i - 100$  и  $9341 \pm 250 - R_i - 99$ ).

Почти повсюду на шельфе Восточно-Сибирского моря встречаются следы криогенного воздействия. Это в основном термокарстовые западины и морозобойные клинья. На эхолотограммах эти формы рисуются в виде характерных провалов с наличием приборотовых валиков. Они развиты во всех отложениях под слоем морских голоценовых осадков. Можно полагать, что криогенные деформации происходили во

время сартанского ледникового времени, когда значительная часть шельфа представляла собой субазральную тундровую аккумулятивную равнину, на которой формировался лёссово-ледовый покров.

В результате потепления климата в голоцене лёссово-ледовый покров стал интенсивно разрушаться, как под воздействием озерного термокарста, так и термоабразии наступающего моря. Следы подводного термокарста обнаруживаются при геологических исследованиях на шельфе морей Восточной Сибири до глубин 40–50 м. После голоценовой трансгрессии произошло вытаивание ледяных линз и жил и заполнение их осадками. Все деформации четко экспонируются через маломощный слой молодых голоценовых осадков. Лишь в прибрежной зоне волнового воздействия следы криогенных деформаций не сохранились и появляются на побережье и пляже выше современного уровня моря.

Наряду с субазральными формами на дне губы и в прибрежной части шельфа Восточно-Сибирского моря дешифрируются многочисленные аккумулятивные береговые образования: бары-пересыпи, косы, серии валов, намывные острова, осушки, лагуны, а также участки аккумулятивного выравнивания. Из волно-прибойных деструктивных форм встречаются абразионные площадки (террасы), уступы, местами останцы.

Аккумулятивные тела встречаются на глубинах 30, 24–25, 20–21, 15, 10–11, 6–7 и 4–5 м. Размеры их различные. Наиболее крупными являются Айонская коса длиной до 70 км и шириной в корневой части около 4 км; бар в районе мыса Гagleйнин на глубине 6–10 м; серия аккумулятивных тел на глубинах 10–11 м вдоль восточного берега губы — от Певекского полуострова до м. Турырыв, подводные валы в южной части губы против устья р. Ольвергыргываам, надводная и подводная часть косы о. Б. Роутан, а также крупная коса на глубине 24–25 м у затопленной северо-восточной части о. Айон.

Превышение аккумулятивных форм над предполагаемым уровнем моря на глубине 30 м достигает в отдельных местах 4–5 м, но обычно не превышает 2–3 м. Ширина наиболее крупных из них составляет 3 км. Эти формы, по-видимому, имеют сложное строение и образованы сериями валов, которые в надводной части были преобразованы еще эоловыми процессами. В современном залегании они перекрыты плащом новейших преимущественно алеврито-глинистых и глинистых отложений и выявляются только морфологически на эхолотограммах. Небольшие аккумулятивные тела типа баров-пересыпей и кос сосредоточены в основном в вершинной части древних заливов, например, западнее мыса Шелагского, в который впадала древняя Певекская и другие более мелкие реки. Некоторые из аккумулятивных тел, возможно, осложнены эоловыми процессами или выработаны в эоловых осадках. Так, в районе мыса Кибера часть аккумулятивных форм на глубине 24–25 м ниже современного уровня моря предположительно имеет эоловое происхождение. Эти формы могли образоваться на осушках, отмелях и островах в прибрежной полосе древнего моря.

В районе мыса Кибера и устья р. Куйвивеем, где развит преимущественно абразионный берег, аккумулятивные береговые формы на разных глубинах сложены галечно-песчаным и песчаным материалом, прикры-

тым сверху тонким (до 1 м и меньше) покровом алеврито-глинистых осадков. Вдоль низменных берегов, где широко развиты аккумулятивные процессы, аккумулятивные береговые формы образованы в основном из песчано-гравийного материала.

На профилях подводного склона на разных глубинах отмечаются четкие переломы, которые фиксируют места абразионных уступов и абразионных площадок (террас). Абразионные уступы встречаются с северо-восточной и юго-западной стороны древнего острова Роутан, а также восточнее о. Шалаурова на глубинах 15, 10–11 и 4–5 м.

Следы древних береговых форм в виде фрагментов террас и серии валов сохранились в современном рельефе и на побережье губы. Они встречаются в районе Апальчино, в низовьях рек Ичувеем, Млелювеем, в междуречье Ичувеем — Пучевеем — Теюкууль, на западном побережье Малого Чаунского пролива, на островах Малый и Большой Роутан, на побережье о. Айон и в других местах. Фрагменты морских террас могут быть отнесены, как минимум, к двум разновозрастным береговым линиям.

Одна из них имеет высоту около +3 м, сложена серией свежих валов из песчано-галечного материала, имеет четкий абразионный или солифлюкционно-абразионный уступ в тыльной части. Берег выработан в покровной лёссовидной толще. Крупные косы из серии валов, как это видно в районе устья р. Ичувеем, нередко отчленили от моря отдельные лагуны, которые впоследствии отмирали, обмелели и сейчас в них располагаются цепочки озер.

Возраст прибрежно-морских и лагунных осадков этой террасы у основания древнего абразионного уступа в междуречье Теюкууль-Пучевеем равен  $4300 \pm 140$  лет ( $R_i - 70$ ). Древесина из средней части разреза конуса выноса руч. Певек, содержащего голоценовые спорово-пыльцевые спектры, на уровне древней береговой линии с отметкой +3 м, показала возраст  $3257 \pm 140$  лет ( $R_i - 73$ ), а из верхней —  $2253 \pm 140$  лет ( $R_i - 65$ ). Самый молодой возраст около —  $885 \pm 50$  лет ( $R_i - 61$ ) имеют древесные остатки, захороненные в третьем валу вблизи древнего уступа на левобережье р. Пучевеем. Эти даты указывают на то, что современные очертания Чаунская губа приобрела совсем недавно. Косвенным доказательством этому служит также очень молодой облик кос и баров, формировавших юго-восточное и южное побережья губы.

Вторая береговая линия имеет высоту около 6–8 м, выражена менее четко; в тыльной части местами имеет абразионный уступ. Поверхность террасы и уступ перекрыты покровом лёссовидных суглинков, по которому в настоящее время развивается термокарстовый озерно-болотный комплекс осадков. Максимальное удаление этого берега от современной линии моря местами достигает 18–20 км.

Фрагменты морских террас на отметках +6–8 м на побережье губы в районе устьев рек Млелювеема, Пучевеема и Ичувеема, где эти фрагменты перекрыты лёссовидными суглинками с пылью сартанского времени, фиксируют стояние моря во время последнего (каргинского) межледниковья. Возраст торфяников того времени на прибрежных равнинах о. Б. Роутан равен  $22\,890 \pm 640$  лет ( $T_{In} - 105$ ).

Анализ пространственного размещения береговых аккумулятивных форм, абразионных площадок (террас) и уступов, затопленных дельт и других форм позволяет трассировать на подводном береговом склоне положение древних береговых линий и выделить ряд уровней стояния моря на отметках  $-30$ ,  $-25-24$ ,  $-21-20$ ,  $-15$ ,  $-11-10$ ,  $-7-6$  и  $-4$  м.

Прямых определений возраста береговых образований различных уровней стояния моря для данного района пока не имеется. Однако, принимая во внимание возраст торфа на глубине  $16-18$  м вблизи Нома, равный  $9700 \pm 350$  лет (Hopkins, 1967), можно полагать, что береговые линии, расположенные на глубине  $21-20$  м и выше, формировались в конце позднего плейстоцена и голоцене (в поздне- и последниковоое время) в результате общей трансгрессии моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран. Магадан, 1972.  
Томирдиаро С.В. Голоценовое термообразное формирование шельфа восточно-арктических морей СССР. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.  
Creager J.S., McManus D.A. Pleistocene drainage patterns on the floor of the Chuchi Sea. — Marine Geol., 1965, N 4.  
Hopkins D.M. The cenozoic history of Beringia. — The Bering Land Bridge. Stanford, 1967.

Л.Б. Розовский, А.Р. Шувалов

### ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ВЛИЯНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Расширение площади акваторий, на которых проявляется инженерная деятельность человека, происходило постепенно — от малых до больших глубин. Так, портовое и береговое строительство имеет уже многовековую историю. В последние  $10-15$  лет в ряде стран массовым стало строительство на шельфе опор для площадок и эстакад для бурения на нефть и газ, нефте- и газопроводов, трубопроводов для промышленных стоков, намыв территорий, сооружение подводных карьеров, строительство морских подводных каналов. Все эти работы ведутся в основном в верхней части шельфа на глубинах до  $40-50$  м. Но есть ряд случаев строительства реальных сооружений на глубинах до  $100$  м и проектирования на больших глубинах. Так, в ряде стран производилось "пломбирование" подводных каньонов на континентальном склоне на глубинах до  $300-500$  м. У нас имеется исследовательский прецедент в Пицунде, когда для проектирования береговых защит приходилось изучать не только шельф, но и континентальный склон до глубин  $700-800$  м.

В настоящее время уже проведены комплексные геологические и инженерно-геологические опытно-методические съемки на шельфе северо-

западного района Черного моря. В ходе съемки был выполнен объем работ и составлены карты в соответствии с опубликованными рекомендациями (Розовский, Месяц, 1972).

Однако типизация шельфовой зоны по инженерно-геологическим условиям находится еще в стадии разработки. Имеется ряд публикаций (Буачидзе, 1972; Ротарь, 1974; Розовский, Шпіков, Иванов, 1972), свидетельствующих о более или менее удачных попытках инженерно-геологического районирования шельфовой зоны. В этих работах районирование различных участков шельфовой зоны Черного моря основывается на геоструктурных, геоморфологических и генетических принципах. М.Ф. Ротарь (1974) считает, что региональная типизация шельфовых зон связана вообще с выявлением общих геологоструктурных закономерностей, отражающихся в конечном счете на формировании свойств донных отложений и на их мощностях.

Инженерно-геологическая съемка является геологической съемкой и в качестве главной информации должна содержать сведения о геологическом строении площади. Как известно, следующие факторы определяют общие геолого-геоморфологические и литологические условия на шельфе: характер "коренного" фундамента, колебания уровня Мирового океана, неотектонические движения, процессы литодинамики и современного седиментогенеза (по Е.Н. Невескому). Все указанные факторы существенно влияют на инженерно-геологические условия строительства на шельфе. Большинство из них, в первую очередь расшифровка строения "коренного" фундамента и его истории, требуют проведения комплекса дорогостоящих буровых работ, без которых любые геофизические интерпретации остаются в известной мере гипотезой. Именно по этой причине невыясненность региональных геоструктурных характеристик фундамента затрудняет инженерно-геологическое картирование шельфовой зоны.

В этих условиях нам представляется целесообразным решать "обратную" задачу: по проявлениям доголоценовых структур в мощностях осадков и рельефе поверхности дна устанавливать присутствие тех или иных региональных структур.

Первоначально была поставлена задача установить связи между строением "коренного" фундамента и расчлененностью рельефа дна. Для этой цели была предпринята попытка установления связи между показателями расчлененности рельефа дна шельфа, полученными по методике Г.В. Богорова и А.В. Ильина (1971), и принадлежности к крупным геоструктурным элементам, обрамляющим Черноморскую впадину (тектоническое районирование дано по М.В. Муратову, 1960).

Для характеристики рельефа дна нами выбраны показатели вертикальной расчлененности и среднего угла наклона дна, выраженного в его тангенсе. Первый показатель определяется как средняя разность глубин отрезков профиля между соседними точками перегиба. Точкой перегиба считается точка, где наклон профиля меняется на обратный. Вторым показателем характеризует средний угол наклона указанных отрезков профиля, соотношенный к "удельному весу" каждого отрезка по всей длине профиля.

Из анализа графика зависимости показателя вертикальной расчлененности от среднего угла наклона дна следует, что рельеф континентальной окраины структурных элементов суши весьма локализован (рис. 1). Максимальный разброс полученных показателей характерен для шельфа, примыкающего к синклинорным зонам (Восточного и Западного Понта), а также к мегаантиклинорию Горного Крыма. Здесь амплитуда разброса показателей вертикальной расчлененности достигает соответственно 100 и 157 м, а среднего угла наклона дна — 0,035 и 0,009. Незначителен разброс и обособлено положение показателей, характеризующих морфологию дна примыкающего к внешним синклинорным зонам (пр. 6, 7, 8, 22; 19 и 14, рис. 1), главнейшим межгорным (неогеновым) прогибам (пр. 25, 21, 24 и 13). Минимально-экстремальные значения анализируемых показателей отвечают профилям, расположенным в пределах Русской древней и Скифской молодой платформ (пр. 20, 23, 27, 30, 31, 32, 34). Здесь показатель вертикальной расчлененности колеблется в пределах от 18,95 (пр. 30) до 81,33 м (пр. 33), а средний угол наклона дна — от 0,001 (пр. 31) до 0,003 (пр. 20).

Таким образом, установив связь между геоструктурными элементами суши и коэффициентами расчлененности дна, примыкающего к ним (в определенных грациях), на основе анализа батиметрических карт можно разделить акваторию шельфа Черного моря по геоструктурному признаку на ряд регионов, прилежащих к антиклинориям, синклинориям внутренней зоны, внешним синклинорным зонам, межгорным прогибам, платформам. Это предопределяет наиболее высокую ступень в иерархии таксономических единиц, на которые разделяется территория.

Далее, по данным батиметрических карт, геофизической съемки и контрольного бурения, могут быть выделены морфоструктуры и морфоскульптуры "коренной" доголоценовой поверхности. Наконец, по результатам массового вибропоршневого бурения колонковыми скважинами строятся литологические карты. Эти карты являются специализированными и могут быть использованы, в частности, для проектирования трасс линейных сооружений — трубопроводов, нефте- и газопроводов и т.д. При этом целесообразно строить карты преобладающих по мощности литологических горизонтов в толще определенной мощности (10 или 20 м). Фрагмент такой карты показан на рис. 2. Этот принцип был применен Е.М. Сергеевым и другими исследователями для построения карты грунтовых толщ Западно-Сибирской плиты.

Указанная последовательность инженерно-геологических изысканий позволяет сформулировать принципы районирования шельфовых зон:

Таксономическое подразделение	Признак выделения подразделения
регион	Геоструктуры, крупные морфологические элементы и их характеристика
область	Морфоскульптуры разного порядка "коренной" (доголоценовой) и современной поверхности
район	Литология морских, преимущественно голоценовых осадков
участок	Литология и физико-механические свойства осадков

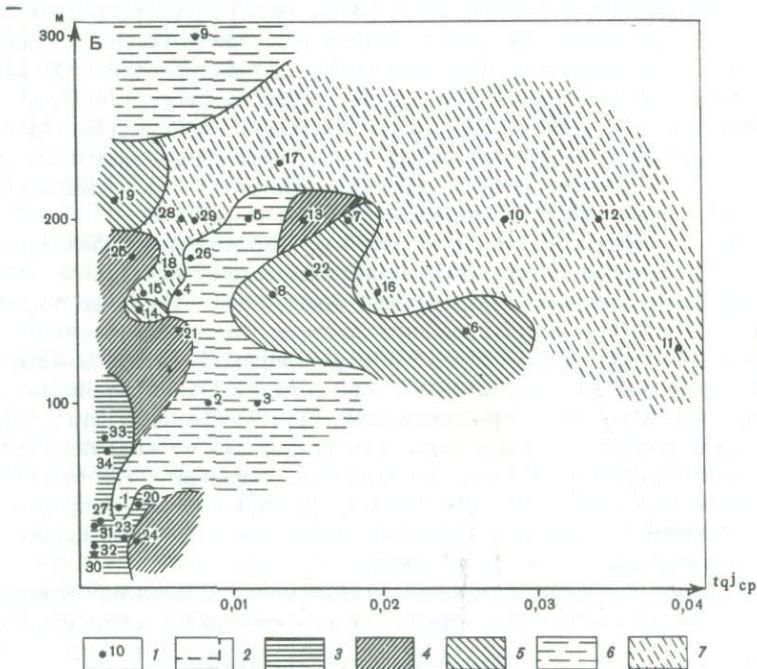
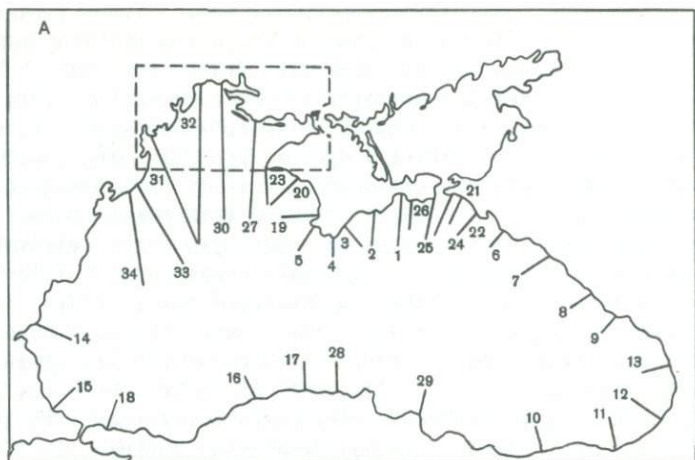


Рис. 1. Характеристика рельефа дна шельфовой зоны Черного моря

**А** — схема расположения батиметрических профилей; **Б** — график зависимости показателя вертикальной расчлененности от среднего угла наклона дна

**1** — профиль и его номер; **2** — участок детальных инженерно-геологических изысканий; **3–7** — поля разброса показателей морфологии дна, примыкающего к: **3** — платформам, **4** — главнейшим межгорным впадинам; **5** — синклиниям внешней зоны, **6** — антиклиналиям, **7** — синклиниям внутренней зоны

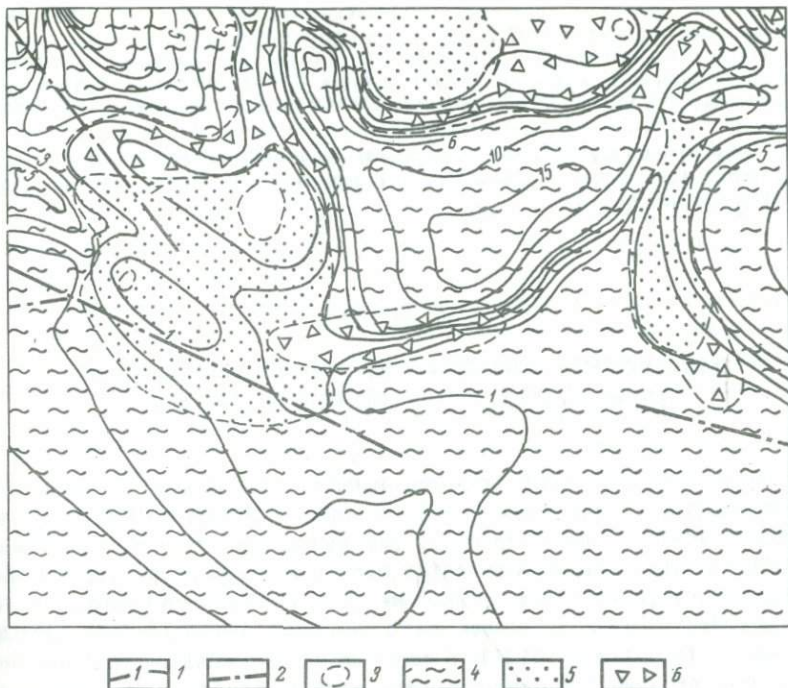


Рис. 2. Фрагмент карты литологии грунтовых толщ морского дна

1 — изопахиты голоценовых отложений; 2 — крупные разрывные нарушения; 3 — выходы "коренного" субстрата; литология голоценовых отложений, преобладающие в разрезе: 4 — илистого материала, 5 — песчаного материала, 6 — раковинного материала

Выявление закономерностей геолого-структурного, геоморфологического и литологического строения шельфовых зон позволяет определить особенности формирования инженерно-геологических условий этих акваторий и проводить типизацию шельфов. Указанные направления геологического изучения шельфа являются основными задачами их инженерно-геологического изучения в региональном плане.

#### ЛИТЕРАТУРА

Богоров Г.В., Ильин А.В. К методике количественной расчлененности рельефа дна. — Океанология, 1971, 11, № 2.

Буачидзе И.М. К проблеме инженерно-геологического изучения шельфа и береговой зоны Черного моря. — В кн.: Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тбилиси, 1972.

Муратов М.В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. — В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. (XXI сессия Международного геологического конгресса. Доклады сов. геологов). М., 1960.

Розовський Л.Б., Месяц І.О. Про зміст завдання комплексної інженерно-геологічної зйомки морського дна у верхній частині шельфу Чорного та Азовсь-

кого морів (у межах УРСР). — У зб.: Геологія узбережжя і дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР. Вид-во Київського ун-ту, 1972, вип. 5.

*Розовський П.Б., Шпіков О.Б., Іванов Г.Г.* Інженерно-геологічне районування північно-Західного узбережжя Чорного моря. — У зб.: Геологія узбережжя і дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР. Вид-во Київського ун-ту, 1972, вип. 6.

*Ротарь М.Ф.* Основные закономерности формирования инженерно-геологических условий Черноморского шельфа между дельтами рек Днепра и Дуная. Автореф. канд. дис., М., 1974.

*Ю.Д. Шуйский*

## О ПОДВОДНОЙ АБРАЗИИ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО РАЙОНА ЧЕРНОГО МОРЯ

Северо-западный шельф является наиболее обширным на Черном море. Его площадь, очерченная береговой линией и изобатой 180 м, составляет около 70 тыс. км<sup>2</sup>. Процессы осадкообразования и формирования рельефа на нем во многом определяются характером сноса терригенного материала и абразионными явлениями. Особенно малоизученными до недавнего времени были процессы абразии в верхней части шельфа (Леонтьев, Гершанович, 1975). В пределах северо-западного шельфа Черного моря абразия проявляется от линии уреза в сторону открытого моря до глубин 15—17 м. Этим обеспечивается абразионный врез в сушу, обуславливающий отступление береговой линии, выработку кривой поперечного профиля в верхней части шельфа, снос обломочного материала. Начиная с 1971 г. ведутся стационарные работы на 17 участках (таблица), которые позволили выявить характерные черты, скорости, влияние на берега, осадкообразование, формирование рельефа абразионных явлений на дне Черного моря.

Темпы современного абразионного рельефообразования зависят от волновой активности моря, скоростей и повторяемости прибрежно-морских течений, уклонов подводного склона и крутизны отдельных отрезков поперечного профиля дна, геологического строения подводного склона моря.

Наибольшая волновая активность Черного моря проявляется на открытых участках шельфа, не блокированных подводными банками и останцами, где крутизна поверхности дна составляет не менее 0,025. В заливах, бухтах, при извилистом контуре береговой линии волновая активность значительно меньше. Так, на участках 1—3, 10, 16—17 (см. таблицу) обычными являются штормовые волны высотой 1,5—2,0 м. В то же время в Каркинитском заливе, под прикрытием о. Березень, в Ярылгачской бухте высота волн во время штормов редко превышает 1,5 м.

Скорости ветро-волновых течений постепенно уменьшаются с глубиной и в придонном слое на глубине 0—3 м во время шторма могут достигать 2—3 м/сек, на глубине 3—5 м — 0,8—1,2 м/сек, на глубинах 5—10 м — 0,3—0,9 м/сек, а на 10—12 м — до 0,5 м/сек. Обычными в придонном слое на

глубинах 10–20 м являются скорости течений 0,2–0,3 м/сек. Указанные скорости достаточны для размыва глин и суглинков, а их повторяемость в среднем составляет около 36% годового времени.

В заливах и бухтах скорости штормовых течений могут быть выше, за счет наложения на них сгонно-нагонных течений; в полузакрытых акваториях обычно снижается роль волн в размыве дна и возрастает роль ветроволновых и сгонно-нагонных течений. Однако сами по себе течения значительно уступают волновому или совокупному с течениями воздействию на дно моря, поэтому в вершинах заливов и в бухтах степень гидродинамического воздействия меньше.

Скорости абразии также снижаются на мелководных участках открытых акваторий. На одном и том же поперечном профиле более крутые отрезки профиля абрадируются интенсивнее пологих, поскольку на крутых удельная энергия трансформирующихся на мелководье волн выше. Данные стационарных исследований показали, что разница в скоростях абразии на отрезках профиля разной крутизны может достигать 30–40%.

Процессы абразии проявляются на дне моря в пределах бенчей — участков поверхности коренных пород, на которых отсутствует покров наносов, и подверженных разрушающему воздействию волн и течений. Бенчи в верхней части северо-западного шельфа Черного моря сложены преимущественно глинистыми легко размываемыми породами: лёссами, краснобурыми неогенчетвертичными глинами, серо-зелеными эоцическими глинами, четвертичными аллювиальными суглинками. Лишь в районе Тарханкутского полуострова и северо-западнее м. Евпаторийского бенчи сложены неогеновыми скальными породами — известняками, реже — мергелями. Скорости абразии в районах распространения более прочных скальных пород намного ниже, чем там, где дно сложено глинистыми породами.

Данные стационарных исследований показывают, что за время наблюдений наибольшая скорость абразии отмечается в пределах суглинистых и глинистых бенчей на глубинах от 0,5 до 1,5 м. Здесь она достигает в среднем 0,3–0,4 м/год, а максимум в отдельные годы до 0,8 м/год. Особенно часто также необычайно высокие скорости для подводной абразии отмечались в районах м. Бурнас, м. Аджиаск и восточнее Бакальской косы около пос. Аврора.

В общем случае с увеличением глубин в направлении открытого моря скорость подводной абразии снижается в соответствии с понижением волновых давлений и скоростей прибрежно-морских течений. Ход кривых гидродинамической активности и изменения скоростей донной абразии является подобным.

На глубинах 3–5 м слой глинистых пород, размываемых на бенче, равняется 0,15–0,25 м/год, на глубинах 5–7 м — 0,05–0,20 м/год, на глубинах 5–10 м — не более 0,1 м/год (в среднем 0,03–0,05 м/год). Глубже 10 м абразия проявляется лишь на открытых действию волн участках, которые не блокированы отмелями и не расположены в бухтах и заливах. Значения скоростей здесь составляют обычно 0,01–0,02 м/год.

На отрезках разной крутизны одного и того же профиля скорости абразии различны. Если подводный склон относительно приглуб и имеет уклон порядка 0,025 (в интервале глубин: 0–10 м), то скорости абразии

могут быть выше в 1,5—1,8 раза по сравнению с подводными склонами крутизной около 0,008—0,012. Подобные различия отмечаются для участков на открытом берегу, в заливах или блокированных отмелями. В то же время на открытых волновому воздействию побережьях в соответствии с более высокой гидродинамической активностью абразийные процессы отмечаются на глубинах до 15—17 м.

Такие высокие скорости донной абразии наблюдаются только в пределах глинистых бенчей. На известняковых скальных бенчах скорости на порядок ниже. Иногда они колеблются от 0,001 до 0,040 м/год, составляя в среднем 0,004—0,006 м/год. Примерно такие же скорости донной абразии отмечены и в других районах Черного моря, где бенчи представлены известняковыми и флишевыми породами (Симеонова, Есин, 1972).

Помимо гидродинамической активности и геологического строения бенчей, на скорости донной абразии влияет водная растительность (зостера, цистозира, филлофора). В общем случае она покрывает поверхность бенчей от волнового воздействия и ударов частиц обломочного материала, переносимых прибойным потоком и течениями. В то же время некоторые виды растений, например филлофоры, произрастая на известняковых бенчах, могут повышать темпы абразии. Растения прочно прикрепляются к выветрелой, трещиноватой поверхности морского дна и играют роль своеобразного "паруса", с помощью которого во время штормов отрываются обломки породы, в диаметре до 10 см, и выносятся на пляжи с глубин до 11—12 м.

Влияние фауны моллюсков на скорости донной абразии также двойко. Большие колонии мидий, устриц, миа и некоторых других защищают поверхности бенчей от разрушения (участки 5, 7, 9, 16, см. таблицу). Эти моллюски поселяются преимущественно на глинистых и суглинистых поверхностях дна. На известняковых и мергелистых бенчах жизнедеятельность моллюсков приводит к возрастанию темпов подводной абразии. Разрушительную работу производят сверлящий моллюск фолас, растворяющий моллюск рапана, а также сверлящие водоросли остеобины (участки 14, 15, см. таблицу).

Полученные величины скоростей подводной абразии в верхней части шельфа Черного моря дают возможность объяснить многие явления, сделать новые выводы о развитии берегов и подводного склона.

Изучение скоростей донной абразии и факторов, на нее влияющих, дает возможность выделить отдельные ландшафты шельфа и проанализировать их структуру. Как важный рельефообразующий процесс подводная абразия влияет на перестройку составляющих элементов ландшафта, развитие ландшафтов во времени и их территориальную пестроту.

Большое влияние подводная абразия оказывает на снос обломочного материала в море, определяя таким образом некоторые характеристики осадкообразования на шельфе. Значения удельного размыва бенчей значительно колеблются и в отдельные годы на разных участках наблюдений составляют от 0,001 до 0,400 м<sup>3</sup> на 1 м<sup>2</sup> бенча. На один погонный метр длины берега от линии уреза до глубин, где еще проявляется абразия, объемы обломочного материала, сносимого с бенчей в море, меняются от 2,5 до 92,7 м<sup>3</sup>/год, а в среднем — 37,7 м<sup>3</sup>/год. Это почти в 2,2 раза выше,

Таблица

## Характеристики донной абразии в верхней части северо-западного шельфа Черного моря

Номер участ-ков	Местоположение участков	Площадь наблю-даемых бенчей, м <sup>2</sup>	Среднего-довой слой абра-зии по участку, м/год	Суммар-ный объем смыва обломоч-ного ма-териала, м <sup>3</sup> /год	Удельный объем смыва об-ломочного материала, м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> * год
1	Мыс Бурнас	295000	0,24	71000	0,241
2	Пос. Балабанка	300000	0,18	54000	0,180
3	Пос. Курортное	23000	0,11	2600	0,113
4	Пос. Терновка	31000	0,25	7800	0,254
5	Пос. Санхейка	185000	0,19	35200	0,190
6	Пос. Григорьевка	150000	0,09	13500	0,090
7	Мыс Сычавский	110000	0,12	13200	0,120
8	Мыс Карабуш	140000	0,20	28000	0,200
9	Мыс Аджиаск	240000	0,27	65600	0,273
10	Пос. Железный Порт	225000	0,26	60000	0,266
11	Пос. Хорлы	30000	0,04	1300	0,043
12	Мыс. Картказак	40000	0,05	2200	0,055
13	Пос. Аврора	180000	0,13	23500	0,131
14	Пос. Межводное	25	0,004	0,12	0,005
15	Пос. Витино	100	0,005	0,51	0,005
16	Пос. Кача	200000	0,13	27000	0,135
17	Пос. Учкюевка	500000	0,18	88000	0,176

чем объемы сноса терригенных обломков с одного погонного метра дли-ны клифов, которые дают в среднем 16,9 м<sup>3</sup>/год материала.

Удельные величины сноса обломочного материала с бенчей и клифов, обусловленные скоростями абразии, влияют на суммарный снос облом-ков. В суммарных величинах отражается разница показателей удельного сноса, поскольку количество обломочного материала, поступающего от абразии бенчей северо-западного района Черного моря, равно 7,5 млн м<sup>3</sup>/год, а от абразии клифов — только 5,7 млн м<sup>3</sup>/год. Меньшая разница по сравнению с удельными величинами обусловлена особенностя-ми распределения длины клифов и площадей бенчей (Шуйский, 1974).

Зафиксированные стационарными наблюдениями неожиданно высокие скорости абразии подводного склона влияют на развитие рельефа под-водного склона моря. Они дают возможность для разработки новой логи-ческой модели развития абразионного профиля и объяснения скоростей отступания клифов.

Кратко механизм развития абразионного профиля можно изложить так. Наибольшие скорости абразии, по данным наблюдений, отмечаются на дне от линии уреза до глубин 2,5 м при высоте волны, в условиях северо-западного района Черного моря, 3—4 м. Именно этой глубиной ограничи-вается внешняя бровка прибрежной абразионной террасы, в процессе вы-

работки которой подводный склон становится выпуклым, а поверхность террасы пологой. Увеличение ширины террасы и выровненность ее поверхности приводят к резкому затуханию энергии подходящих к берегу волн. В этих условиях сносимый в море терригенный материал накапливается у подножия клифов в виде пляжа и слоя наносов на дне, которые защищают поверхность бенча на глубинах 0—3 м от абразии. В то же время нижняя часть бенча на глубинах более 3—4 м, лишенная покрова наносов, хоть и с меньшей скоростью, но продолжает разрушаться. В результате со временем профиль становится вогнутым и на глубинах 2,5 м формируется крутой отрезок подводного склона. По нему пляжевые наносы смещаются вниз на большие глубины, размеры пляжей сокращаются и в верхней части подводного склона активизируется абразия. Начинается выработка абразионной террасы, и цикл развития поперечного профиля начинается снова.

Между скоростями абразии берегов и подводного склона моря в верхней части шельфа северо-западного района Черного моря имеется зависимость: чем активнее донная абразия, тем сильнее отступают берега. Например, высокие скорости разрушения бенчей на участках у м. Бурнас, м. Аджиаск или у Железного Порта обуславливают соответственно высокие скорости отступления берегов до 6, 5 и 4 м/год (Шуйский, 1974). Однако колебания скоростей размыва бенчей во времени отличаются от средних многолетних, и их можно объяснить с помощью предложенной модели развития абразионного профиля.

Изложенные выше результаты наблюдений и выводы имеют и прикладное значение. Они могут использоваться при природном обосновании различных видов строительства в верхней части шельфа Черного моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Леонтьев О.К., Гершанович Д.Е. Шельф, некоторые вопросы терминологии, геоморфологии и геологической истории. — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Симеонова Г.А., Есин Н.В. Изучение абразии скальных пород. — В сб.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., "Наука", 1972.
- Шуйский Ю.Д. Процессы и скорости абразии на украинских берегах Черного и Азовского морей. — Известия АН СССР, серия геогр., 1974.

*А.А. Чистяков, Ю.А. Улицкий, О.М. Носова, Л.П. Кондакова*

### **ОПЫТ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ШЕЛЬФА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

Шельф северной части Индийского океана протягивается на расстояние около 9,5 тыс. км от Персидского залива на западе до Андаманского моря на востоке.

В течение ряда лет в НИЛЗарубежгеология Министерства геологии СССР проводится обобщение имеющихся материалов и составление раз-

личных карт на территорию рассматриваемого шельфа. В частности, была составлена сводная структурно-геоморфологическая карта шельфа в масштабе 1 : 2 000 000 и более детальные карты для районов Персидского и Камбейского заливов, Полкского пролива и Андаманского моря. Основной задачей исследований было выявление различных структурных элементов на шельфе для оценки перспектив нефтегазоносности.

Геологическое строение шельфа северной части Индийского океана отличается большой сложностью, так как в его пределах развиты платформенные и геосинклинальные структуры от докембрийского до кайнозойского возраста. Как правило, в пределы шельфа продолжают структурные элементы суши, которые по разному, но в большинстве случаев прямо отражаются в рельефе дна. Тектонические структуры выражаются в рельефе шельфа в виде крупных подводных возвышенностей, локальных поднятий, выступов, валов, впадин, желобов, ложбин, уступов и т.п. Кроме того, они проявляются и в косвенных признаках. Структурные элементы суши обычно достаточно четко отражаются в конфигурации современной береговой линии. Так, в большинстве случаев к зонам поднятий тяготеют массы (Киртарская складчатая зона и др.) и другие выступающие участки берега, где обычно преобладают процессы абразионного размыва. Синклинальные структуры нередко подчеркиваются заливами и преобладанием аккумулятивных процессов.

В пределах рассматриваемого шельфа к положительным структурам приурочены мели, каньоны, каменистые острова, или полуострова. Так, например, меридионально ориентированный Катарский антиклинальный вал, разделяющий впадину Персидского залива на две части, выражен в рельефе п-овом Катар. В северной части залива поднятие продолжается в виде подводной возвышенности, хорошо выделяющейся в контурах изобат. На Катарском валу выделяется несколько локальных поднятий, выраженных в рельефе дна относительным уменьшением глубин на 5—10 м.

Из косвенных признаков локальных поднятий, представляющих интерес для поисков нефти и газа, можно отметить аккумулятивные формы типа баров, кос и банок, часто концентрирующихся по контуру периклинального замыкания складок. Так, например, в юго-западной части Персидского залива подковообразно расположенные бары, банки, рифовые постройки, а иногда и мелкие островки оконтуривают выявленные геофизическими методами и бурением и уже эксплуатируемые нефтегазоносные структуры.

Как и в других районах, в пределах шельфа северной части Индийского океана характер выраженности различных структурных элементов и рельефе дна зависит от двух основных факторов: 1) их тектонической активности в новейшее время, вплоть до современной эпохи, и 2) степени проявления нивелирующих их процессов, как денудационных, так и аккумулятивных.

Наиболее активные новейшие поднятия отмечаются у солянокупольных структур, которые, как правило, имеют и наиболее резкое геоморфологическое выражение в виде значительных, изолированных подводных возвышенностей. Часто они образуют и небольшие острова.

В качестве характерного примера можно привести район Ормузского пролива (восточная часть Персидского залива), где самые активные соляные купола выражены в виде небольших островов и примыкающих к ним мелководий. Менее активные купола выделяются в рельефе дна подводными мелями или локальными участками с относительно меньшими глубинами. Осложняющие купола разрывные нарушения выражены в рельефе дна крупными уступами высотой от 10—20 до 50—70 м.

Крупные антиклинальные структуры, часто являющиеся продолжением складчатых зон суши, выражаются в рельефе дна подводными возвышенностями с относительными превышениями до 1000 м и более (подводный хребет Меррея).

При поступлении большого количества обломочного материала с суши, например в устьях крупных рек, степень выраженности локальных структур обычно в прибрежной части Бенгальского шельфа, куда Брахмапутра и Ганг выносят около 900 млн. т наносов в год, отдельные локальные поднятия выделяются в виде участков, на которых происходит уменьшение глубин всего на 1—1,5 м.

В рельефе дна рассматриваемого шельфа достаточно четко выделяются новейшие разрывные нарушения, образующие уступы от первых десятков до 3000—4000 м. Так, шельф южной части о. Шри Ланка ограничивается тектоническим уступом с увеличением глубин на очень коротком расстоянии от 100 до 4000 м. В крупных подводных каньонах тектонического происхождения наблюдается перепад глубин в несколько сотен метров.

Таким образом, в пределах шельфа северной части Индийского океана различные структурные формы в большинстве случаев имеют прямое отражение в рельефе дна. Поэтому анализ батиметрических карт, на которых можно выделить глубоководные впадины, участки поднятий с относительно мелкими глубинами, а также различные уступы, приобретает первостепенное значение.

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

Наибольшие перспективы нефтегазоносности в пределах рассматриваемой территории связаны с шельфом Персидского залива, где уже известны 42 нефтяных месторождения, из которых 25 введены в разработку. В 1974 г. мировая добыча нефти из морских месторождений составила 463,2 млн. т. В Персидском заливе было добыто 101,4 млн. т, что составляет 22% мировой добычи.

Достаточно хорошо изученный шельф Персидского залива и стал эталонным районом, в котором было прослежено выражение в рельефе дна различных структурных элементов.

Персидский залив расположен в зоне сочленения Аравийской платформы и альпийской геосинклинали Загрос. Подавляющее большинство известных по геолого-геофизическим данным локальных структур имеет четкое выражение в рельефе морского дна, причем для платформенной части характерны меридиональные простирания, а для геосинклинали — субширотные.

Меридиональные простирания, в частности, антиклинальные поднятия, с которыми связаны крупные нефтяные месторождения Сафания, Берри, Катиф, Авали, расположенные в пределах акватории, а также структуры Катарского полуострова, где известно крупное месторождение Дукхан.

В геосинклинали части субширотным простираниям подчиняются хорошо выраженные в рельефе дна поднятия Рас-Оль-Матаф, Шейх-Шоэйб, Хэндераби и ряд других.

Предполагаемая зона сочленения Аравийской платформы и альпийской геосинклинали Загрос выражена в рельефе дна северной части Персидского залива относительно узким долинообразным понижением, возможно приуроченным к крупному региональному разлому. Эта зона выражается в рельефе дна перепадами относительных отметок от 5 до 20 м. Она протягивается вплоть до Оманского залива, достигая в своей самой широкой части 18 км.

По геолого-геоморфологическим данным в рельефе морского дна прослеживаются три крупных субмеридиональных вала — Сафания-Хоут, Сассан-Ум-Шейф и Катарский, к которым приурочен ряд крупных известных нефтяных и нефтегазовых месторождений.

Широкое распространение чаще всего в восточной части залива имеют купола с прямым выражением в рельефе дна. С ними нередко связаны нефтяные месторождения (Сирри, Ракш, Ростам и др.). Иногда наблюдается частичное смещение сводов структур, установленных по геолого-геофизическим данным, с локальными поднятиями, выраженными в рельефе морского дна. Такая картина наблюдается на структурах Сассан, Саат-Эль-Разбут, Фатех и некоторых других.

Некоторые известные положительные структуры в ряде случаев не имеют прямого отражения в рельефе морского дна, но тем не менее проявляются по ряду косвенных признаков. Так, структуры Сафания, Берри, Катиф, Авали отчетливо подчеркиваются по своей периферии цепочками отмелей или рифовых построек.

Вторым перспективным и достаточно хорошо изученным районом является Камбейский залив, расположенный в западной части Индостанской платформы. Залив приурочен к наиболее погруженной южной части Камбейского грабена, Нарбадскому авлакогену и Бомбейскому склону Индостанской платформы. Каждая из этих структур отражается в рельефе морского дна. Промышленные притоки нефти были получены из скважин, пробуренных на Бомбейском своде, выраженном в рельефе дна относительно мелкими глубинами.

Достаточные перспективы имеет шельф Полкского пролива, где в настоящее время проводятся геофизические исследования и начаты буровые работы.

Локальные поднятия в пределах Полкского шельфа приурочены или к коралловым островам (Дельфт, Пункудутиву, Палативу, Иранативу и др.) или к банкам, большая часть которых расположена в пределах северо-восточной части Полковского пролива (банки Эйт-Фут-Патч и Милд-Банкс, а также банка Саут-Банкс) и восточной части — на отмели Пойнт-Педро (банка Сторк и Итиония). Все эти банки образуют Пойнт-Педровскую зону новейших поднятий, которая связывает Корамандельское побережье юго-восточного Индостана, со стороны которого по сейсмическим данным выделяется Ведараниумский структурный нос, с о. Шри Ланка. Эта зона с запада контролируется предполагаемым по геоморфологическим данным меридиональным разломам, в пределах юго-восточной части континента маркируется участком спрямленной береговой линии, а в акватории пролива — очертаниями западной периклинали банок Эйт-Фут-Патч, Милд-Банкс и Саут-Банкс. Возможно, этот разлом имеет свое продолжение еще далее на юг, через острова Палативу и Иранативу, и сливается с разломом, ограничивающим западное побережье Шри Ланка.

Гряда Адамов мост, объединенная в Памбан-Манарскую зону новейших поднятий, подобно Пойнт-Педровской зоне, также указывает на недавнюю связь о-ва Шри Ланка с материком. Помимо островов и банок, новейшие локальные поднятия также выделяются по участкам с аномально малыми глубинами морского дна. Часть из этих новейших поднятий может быть рекомендована для дальнейших исследований.

Высокими перспективами нефтегазоносности обладает шельф Бенгальского залива, так как геологическое строение и история развития этого района весьма благоприятны для формирования залежей углеводородов. По структурно-геоморфологическим данным здесь намечено значительное число локальных поднятий, которые представляют интерес для дальнейших детальных геолого-геофизических исследований. В 1974 г. несколько международных нефтяных компаний провели сейсмические исследования в северо-западной части Бенгальского залива и выявили ряд локальных поднятий. На некоторых из них в конце 1975 г. намечается начать разведочное бурение.

Общегеологические предпосылки позволяют считать территорию Андаманского моря, в особенности его шельфовую часть, как весьма перспективную для поисков нефти и газа. При морском бурении в заливе Мартабан у берегов Бирмы и на юге в Малакском проливе были получены промышленные притоки газа. Наибольший интерес для поисков нефти и газа представляет залив Мартабан, где более 20 нефтяных компаний, преимущественно американских, подали заявки на участки в целях проведения разведочных работ. По данным структурно-геоморфологических исследований, здесь выделяется значительное количество локальных поднятий, представляющих несомненный интерес для дальнейших исследований. Весьма перспективны и южные районы Андаманского моря, примыкающие к Малакскому проливу.

На основании проведенного структурно-геоморфологического анализа в пределах шельфа северной части Индийского океана, обладающего весьма высокими перспективами нефтегазоносности, было выявлено свыше

ста локальных поднятий, представляющих интерес для дальнейшего изучения в целях поисков нефти и газа. Опыт этих исследований показал, что при нефтегазопроисловых работах на континентальном шельфе, наряду с геолого-геофизическими методами, можно широко использовать и структурно-геоморфологические. Эффективность применения структурно-геоморфологических исследований на шельфе не ниже, а в отдельных случаях выше, чем на суше.

*Л.П. Кондакова, Ю.А. Улицкий, А.А. Чистяков*

## РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ШЕЛЬФА АРАВИЙСКОГО МОРЯ

Последние годы в Индии уделяется большое внимание поисково-разведочным работам на шельфе страны и в особенности на шельфе Аравийского моря. Интерес к шельфу резко возрос в связи с открытием в начале 1975 г. в Камбейском заливе крупного нефтяного месторождения, приуроченного к Бомбейскому своду. Несколько лет назад открытие этого месторождения было предсказано советским экспертом в Индии проф. Н.А. Калининым (1966). В связи с этим представляют интерес результаты структурно-геоморфологических исследований, проведенных по Камбейскому заливу в НИИЛЗарубежгеологии.

Структурно-геоморфологические исследования включают большой комплекс методов. Однако при исследовании Камбейского залива были использованы только камеральные методы, основанные на детальном изучении крупномасштабных батиметрических и навигационных карт. Такой анализ обычно дает возможность выявить особенности конфигурации затопленной гидросети, древних и современных береговых линий, выяснить характер расположения абразионных и аккумулятивных форм, выделить участки с аномально малыми глубинами морского дна, зоны резких перепадов глубин и т.д.

Эти методы обеспечивают выявление новейших структурных элементов, в частности, новейших локальных поднятий, которые часто унаследованно развиваются от более древних структур и потому позволяют наметить, а иногда и детализировать, структурный план отложений, перспективных в нефтегазовом отношении.

Камбейский залив вдается в западную часть Индостанской платформы. По конфигурации самого залива, характеру береговых линий, распространению и простиранию аккумулятивных форм залив четко подразделяется на три части: северную, центральную и южную.

Северная часть Камбейского залива характеризуется значительной вытянутостью в субмеридиональном направлении, резким сужением (до 40 км), спрямленной западной и чрезвычайно изрезанной восточной береговой линией. В этой части залива развиты широкие отмели и боль-

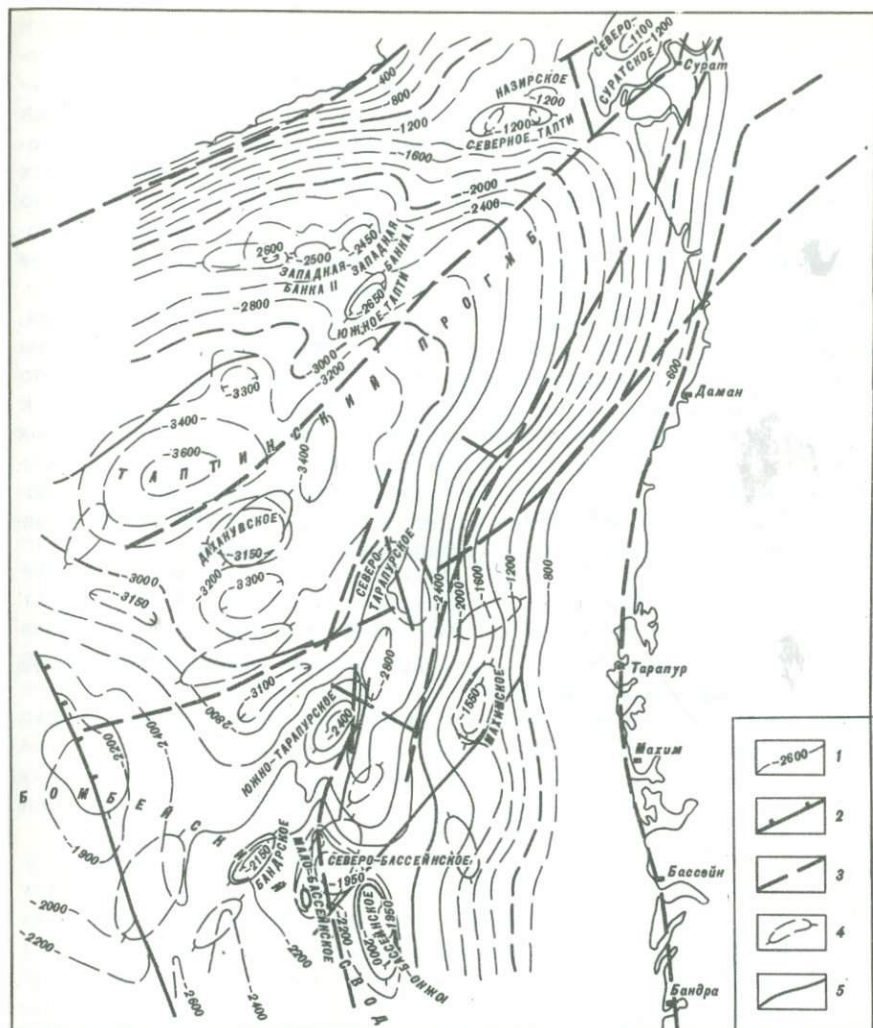
шое количество крупных изометрической формы песчаных и рифовых банок также меридионального простирания. К аномально повышенным участкам морского дна, отмелям, банкам и островам часто и приурочены локальные новейшие поднятия.

В центральной части залив резко расширяется (до 120 км). Здесь на фоне общего погружения морского дна появляется ряд длинных и узких подводных баров субмеридионального простирания, которые в южном направлении примерно под углом  $20^\circ$  отклоняются к западу. Широко развитые бары приливо-отливного происхождения осложняют рельеф морского дна и нередко значительно маскируют аномально повышенные участки основной поверхности. Анализ измерения гипсометрии поверхности баров показал, что только при наличии крупных новейших локальных поднятий наблюдается заметное изменение их высоты. Мелкие же локальные поднятия, наоборот, маскируются барами и обычно не отражаются в их гипсометрии. В таких случаях необходимо тщательно изучать межбаровые понижения, где нередко отмечается уменьшение глубин на участках поднятий.

В южной части залив еще больше расширяется (до 280 км в ширину). Исчезают бары, поверхность дна выравнивается и увеличивается общий наклон в сторону открытого моря. В этой части залива в рельефе дна четко намечаются отдельные повышенные участки, которые, вероятно всего, приурочены к новейшим локальным поднятиям.

При тщательном анализе батиметрических карт Камбейского залива выделились также линейные протяженные зоны, в пределах которых наблюдается появление узких значительно вытянутых ложбин или происходит заметное спрямление и сгущение изобат. Эти зоны, по-видимому, являются отражением в рельефе новейших разломов (рисунок).

Структурно-геоморфологическая схема, построенная на основе детального анализа батиметрии крупномасштабных карт, была сопоставлена со структурной картой по кровле эоцена, составленной Н.И. Белым (1972) по сейсмическим данным. Сопоставление показало идентичность этих схем. Северная часть Камбейского залива на структурно-геоморфологической схеме соответствует Камбейскому грабену субмеридионального простирания. Западная спрямленная береговая линия залива отвечает его западному борту, ограниченному крупным разломом. Выделенная по батиметрии центральная часть залива соответствует Нарбадскому авлакогену, протягивающемуся с северо-востока на юго-запад. Южная часть отвечает обширному Бомбейскому склону Индостанской платформы. Крупные разломы, ограничивающие эти основные тектонические элементы Камбейского залива, отразились в рельефе дна и соответствуют основным зонам нарушений, которые и были отражены на структурно-геоморфологической схеме. Из 13 локальных поднятий, выделяемых по сейсмическим данным по кровле эоценовых отложений, 12 поднятий имеют четкое отражение в рельефе морского дна. Это такие поднятия, как Северное Танти, Западная Банка-I, Южное Танти, Даханувское, Северо-Таранурское, Южно-Таранурское, Северо-Бассейнское, Южно-Бассейнское, Мало-Бассейнское, Бандрское, Махимское и особенно Бомбейский свод, представляют интерес как, возможно, нефтегазоносные структуры. Об



Структурно-геоморфологическая схема Камбейского залива. Структурные элементы, выделенные по сейсмическим данным:

1 — изогипсы по кровле эоценовых отложений (по Н.И. Белому); 2 — крупные региональные разломы; 3 — другие разрывные нарушения. Новейшие структурные элементы, предполагаемые по данным батиметрического анализа: 4 — локальные поднятия; 5 — разломы

этом свидетельствует и успех морского бурения на Бомбейском своде. Все это дает основание предполагать, что новейший структурный план в пределах акватории Камбейского залива унаследованно развивался от палеогенового, и, по-видимому, остальным семи новейшим локальным поднятиям, выделенным только по данным структурно-геоморфологичес-

кого анализа, соответствуют локальные поднятия в продуктивных горизонтах. Их, так же как и вышеназванные 11 локальных поднятий (помимо Бомбейского свода), можно рекомендовать к проверке детальными сейсмическими исследованиями. Первоочередными из них являются приразломные структуры Северо- и Южно-Таранурские и Северо- и Южно-Бассейнские, а также три новейших локальных поднятия, выделенных по структурно-геоморфологическим данным. Одно из них расположено южнее поднятия Бомбейский свод и может быть условно названо Южно-Бомбейское, второе, южнее Бандрского поднятия, — Южно-Бандрское и третье — расположено севернее Северо-Бассейнского поднятия.

Таким образом, хорошее соответствие новейшего структурного плана, выявленного структурно-геоморфологическим анализом, со структурным планом по более глубоким продуктивным горизонтам, установленным по сейсмическим данным, подтверждает целесообразность проведения в комплексе геолого-геофизических методов легко доступных и дешевых структурно-геоморфологических исследований. Даже проведение комплекса камеральных структурно-геоморфологических работ, предшествующих сейсмическим исследованиям, дает возможность обоснованно выделить первоочередные объекты для детальных исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белый Н.И.* Особенности геологического строения и нефтегазоносность Камбейского бассейна Западной Индии. М., 1972.
- Калинин Н.А.* Проблемы геологии нефти и газа Индии. Л., "Недра", 1966.

*П.А. Каплин*

## РАЗВИТИЕ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Плейстоценовая история шельфа — граничной полосы между океаном и сушей, к сожалению, выяснена очень плохо, гораздо хуже, чем четвертичная эволюция суши и океанов. На суше имеется множество достаточно полных разрезов плейстоценовых отложений, по которым можно восстанавливать палеогеографию того или иного района. В океане грунтовыми трубками собраны многочисленные керны донных отложений, образованных в четвертичное время. На шельфе достаточно представительных разрезов не встречено, так как грунтовые трубки полностью не проходят, в силу значительной их мощности, толщю четвертичных отложений, а буровые скважины, заложенные специально с исследовательскими целями, немногочисленны и не вполне представительны.

На внешней части шельфа несколько скважин пробурено у Чилийского побережья (Mordojovich, 1974), Атлантического побережья США и Канады (Sheridan, 1974), в Северном море (Roberts, 1974). В описаниях скважин плейстоценовые отложения нерасчленены и охарактеризованы очень скупо. Чаще скважины закладываются в прибрежной зоне и на верхней части шельфа (до глубины 100 м). Здесь трудно ожидать, что будут пробурены более древние, чем голоценовые, морские осадки. Обычно морские голоценовые отложения подстилаются континентальными (ледниковыми, флювиальными, лёссовыми) верхнечетвертичными отложениями или коренными породами (Каплин и др., 1968). Несколько типичных разрезов (Атлантическое побережье США, побережье Нидерландов, южное побережье Балтики, материковое побережье Охотского моря, Черное и Белое моря и др.) описаны в литературе (Невесский, 1967; Каплин, 1973; Медведев, Невесский, 1975). Интересные разрезы получены в последние годы на шельфе и в прибрежной части Японского моря. В бухте Врангеля, например, голоценовые морские отложения лежат на делювиальных и аллювиальных верхнечетвертичных отложениях. Ниже залегают пролювий и кора выветривания верхне- и среднечетвертичного возраста, перекрывающие трещиноватые гранитоиды (Шахгельдян и др., 1975).

Отсутствие плейстоценовых (не голоценовых) морских отложений в верхней части шельфа дальневосточных морей СССР отмечается всеми исследователями (Шлюков и др., 1975; Кулаков, 1975; Короткий, 1975; Внучков и др., 1975). В этой зоне хорошо развиты реликтовые аккумулятивные комплексы, состоящие из отложений береговых баров и лагун, перекрытые современными морскими отложениями. В.А. Внучков и др. (1975) выделяют три таких комплекса на глубинах 45—50, 35—40 и 20—26 м. Захороненные реликты лагун, береговых аккумулятивных образований, признаки погруженных береговых линий, мелководные осадки хорошо изучены на шельфе атлантического побережья Северной Америки. К. Эмери (Emeru, 1966) удалось датировать и нанести на карту несколько затопленных береговых линий верхней части шельфа. Однако все они имеют послеледниковый, голоценовый возраст. Реликты, фиксирующие положение береговой линии на шельфе Северного моря, закартированы голландскими исследователями (Pons a.o., 1963), которые опубликовали серию подробных карт последовательного повышения уровня моря начиная с 7,2 до 1,25 тыс. лет назад через каждые 600 лет. Более древних следов низкого положения береговой линии и более древних морских осадков и здесь не обнаружено.

В то же время в плейстоцене океан периодически затоплял шельфы, что было связано с неоднократным образованием материковых оледенений, изымавших около 35 тыс. км<sup>2</sup> воды, и последующим их таянием. Неоднократные регрессии и трансгрессии Мирового океана в диапазоне —100 до ±10 м от современного нуля глубин (Суетова, 1974) были одним из главных событий четвертичной истории шельфовой зоны. В периоды оледенений верхняя часть шельфа осушалась, на его поверхность выносились большие массы обломочного флювиогляциального и аллювиального материала. Во время межледниковий шельф затоплялся, и здесь должна была формироваться сложно построенная толща прибрежно-морских и морских осадков. Многие исследователи (Curry, 1961; Shepard, 1963; Lewis, 1972) предполагают, что гляциозвстатических трансгрессий было, по крайней мере, четыре, что соответствует четырем главным межледниковьям. Однако обобщение данных по поднятым террасам, фиксирующим высшие уровни трансгрессий Мирового океана, позволяет сейчас выделить 12 периодов, когда береговая линия была по высоте близкой современному положению уреза (Каплин, 1976). Большинство этих данных относится к островам тропической зоны океана, где по корралам урановыми методами получены абсолютные датировки древних береговых линий. Судя по датировкам, можно предполагать, что трансгрессивные береговые террасы формировались в следующие периоды тыс. лет назад: I — 24—35; II — 40—50; III — 60—65; IV — 80; V — 90—110; VI — 116—130; VII — 140; VIII — 160—180; IX — 210—230; X — 260; XI — 450—360; XII — 800. Выделенные периоды сравнительно хорошо коррелируются с межледниковьями и потеплениями плейстоцена.

Террасы позднеплейстоценового времени — I, II, III, IV — синхронизируются с потеплениями: 24—32 тыс. лет (паудорф, плам-поинт, брянский интервал); 40—50 тыс. лет (порт-талбот, каракюлаское межледниковье); 56—54 тыс. лет (интерстадиалы амерсфорт, сентпьер); 80 тыс. лет (ранне-

вюрмское потепление). Некоторые из этих террас испытали тектоническое поднятие, и подсчеты показали, что береговые линии, возможно, располагались: 29 и 42 тыс. лет на современной глубине — 40 м, 60 тыс. лет на глубине — 30 м, 80 тыс. лет — 12 м. Терраса V уверенно коррелируется с концом рисс-вюрмского (эмского, сангамонского, микулинского) межледниковья, VI — с его самым теплым оптимумом. Предполагается, что ранняя стадия рисс-вюрмского потепления была 160—170 тыс. лет. По-видимому, с этим потеплением связана трансгрессивная стадия океана, отмеченная формированием VIII береговой линии, IX береговая линия может быть сопоставлена с периодом потепления, разделяющим рисс I и рисс II. На Русской равнине этому потеплению придан ранг межледниковья (одинцовское или рославльское). Во время максимального оледенения Европы (рисс I, днепровское оледенение) отмечено потепление, совпадающее с эпохой инверсии магнитного поля  $266 \pm 30$  тыс. лет. Видимо, этому потеплению синхронна трансгрессия, сформировавшая X террасу; XI береговая линия возникла при обширной трансгрессии миндель-рисского (линхвинского) межледниковья. Наконец, XII терраса соответствует высокому положению уровня океана перед началом (700 тыс. лет) древнейшего оледенения (гюнц, варяжское, березинское).

Возможно, что не все отмеченные трансгрессии разделялись глубокими регрессиями, осушавшими шельф до современных глубин 100 м. Некоторые террасы соответствуют временным, незначительным осцилляциям береговой линии. Однако неоднократные понижения уровня океана примерно на 100 м, связанные с эпохами оледенений, несомненны, и поэтому следовало бы ожидать находки следов этих регрессий. Регрессивные стадии должны фиксироваться погруженными подводными террасами. Упоминания о террасах, скоплениях грубозернистого материала на глубинах от 100 до 200 м (т.е. на внешнем шельфе) встречаются в литературе довольно часто. В.И. Мысливец (1971) считает, что на внешней части шельфа можно выделить по меньшей мере четыре разновозрастных комплекса береговых линий. Однако сведения о них неполны, и не всегда доказано, что береговые террасы не являются структурными ступенями, а реликты аккумулятивных береговых форм могут быть спутаны с конусами выноса подводных каньонов. Кроме того, все эти береговые линии не датированы. Мне известна лишь одна находка у берегов Северной Австралии, где на глубине 200 м продатирована по  $T^{230}$  береговая линия возрастом  $170 \pm 40$  тыс. лет (конец рисского оледенения).

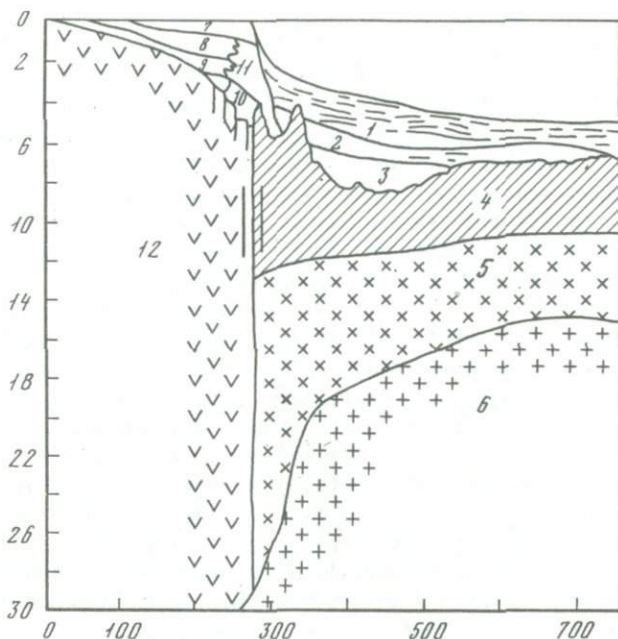
Таким образом, сведения о развитии в плейстоцене верхней части шельфа ограничены. Мы достаточно полно выяснили ее историю в голоцене, имеем сведения о периодах трансгрессий, но почти полностью лишены возможности составить представление о регрессивных стадиях, их количестве, глубине проникновения, времени протекания, в литературе нет также данных об осадках и развитии доголоценовых трансгрессий. Причиной отсутствия данных является не только плохая изученность толщи шельфовых отложений, но прежде всего то, что следы процессов, происшедших в верхней части рельефа в доголоценовое время, уничтожены.

Можно предположить, что в периоды оледенений на шельфы выносились огромные массы обломочного ледникового, флювиогляциального

и аллювиального материала. Шельф становился коллектором этого материала. При быстро протекавших трансгрессиях весь материал перерабатывался волнами, и значительная его часть выбрасывалась на сушу. Подобный процесс был проанализирован применительно к последней трансгрессии на тихоокеанском побережье Южной Америки (Каплин, 1967). В верхней части шельфа строился сложный комплекс отложений, включающий реликты прибрежно-морских и береговых образований, подобных голоценовым осадкам современных шельфов (Невесский, 1967; Каплин, 1973). При регрессиях толща вновь перерабатывалась и частично уничтожалась. Таким образом, неоднократно мигрирующая по верхней части шельфа береговая линия, подобно огромному бульдозеру, срезала и перемещивала осадки предыдущих эпох. Неудивительно, что при бурении в верхней части шельфа плейстоценовых морских отложений не обнаруживается. Их можно вскрыть только в изолированных бухтах и в исключительных случаях, иногда их бронируют вышележащие осадки.

Плейстоценовые морские отложения были обнаружены именно в таких условиях на побережье Приморья. В бухте Золотой Рог, полностью изолированной от волн скважиной, заложенной на глубине 7,3 м, была вскрыта десятиметровая толща отложений, четко разделяющаяся на три пачки (Алешинская и др., 1975). Сверху здесь залегают морские глины и пески голоценового возраста, ниже — континентальные супеси, суглинки и глины с прослоем торфа. По этому торфу в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ была получена радиоуглеродная датировка, свидетельствующая о том, что торф образовался  $29 \pm 0,25$  тыс. лет назад. Климат в это время, судя по спорово-пыльцевым спектрам, был холодный и сухой. Ниже этих отложений залегают закономерно сменяющиеся суглинки и пески, в которых присутствуют бентические формы фораминифер, характерные для глубин 20—40 м. Анализ отложений свидетельствует о морском генезисе осадков, смене относительно глубоководных фаций мелководными, теплом и влажном климате той эпохи. Судя по датировке вышележающих торфов, эта морская толща формировалась во время средневюрмской или эмской трансгрессии.

Выше указывалось, что В.А. Внучковым и др. (1975) на шельфе Приморья обнаружено три комплекса реликтовых и аккумулятивных форм на глубинах 45—50, 55—40 и 20—25 м. Датировки двух верхних комплексов показали, что береговая линия на глубине 20—25 м образовалась около 7—8 тыс. лет назад, а на глубине 35—40 м и более чем 40 тыс. лет назад, т.е. она средневюрмская, а возможно и эмская (Внучков и др., 1976). Удивительно, что реликтовые формы в виде линз грубых баровых и лагунных, богатой органикой, отложений расположены в скрытой части шельфа и прикрыты лишь метровой толщей современных морских отложений. Если верны две датировки, сделанные по вытяжке гумусовых кислот, то реликтовый береговой комплекс не был уничтожен в период поздневюрмской регрессии в голоценовой трансгрессии благодаря исключительному стечению обстоятельств. Видимо, береговые отложения были захоронены достаточно мощной толщей морских и континентальных отложений, которые затем были размыты при быстрых миграциях береговой линии.



Строение континентальной окраины южной части Атлантического побережья США (по данным бурения и геофизическим профилям (Sheridan, 1974).

1 — олигоцен-голоценовые гемипелагические осадки; 2 — меловые — эоценовые пелагические осадки; 3 — юрские известняки; 4 — переходный океанический слой; 5 — океаническая кора; 6 — мантия; 7 — кайнозойские отложения; 8 — верхнемеловые отложения; 9 — нижнемеловые отложения; 10 — юрские карбонатные и терригенные осадки; 11 — рифовый комплекс; 12 — изверженные и метаморфические породы

Итак, сохранность плейстоценовых морских и прибрежно-морских отложений в верхней части шельфа — явление исключительное. Достаточно полные разрезы плейстоценовых отложений шельфовой зоны могут быть обнаружены только на внешней части шельфа. Для изучения истории развития шельфа в плейстоцене необходима организация специального бурения на глубинах более 100 м, куда не достигала береговая линия во время регрессий.

Возможно, представительный материал может быть получен при достаточно глубоком бурении на шельфе арктических морей. Полярный шельф Евразии в плейстоцене развивался в условиях устойчивого опускания, трансгрессий не совпадали с межледниковьями (Данилов, 1974), а напротив, развивались во время оледенений в условиях существования шельфовых ледников. Можно предположить, что толща шельфовых отложений здесь более сохранна, чем в других районах.

Своеобразие осадков шельфа и его рельефа позволяет выделить его в особую морфоструктуру, имеющую свои границы и развивающуюся по своим законам. Тектоническое развитие этой морфоструктуры своеобраз-

но. По-видимому, шельф можно считать крылом гигантской флексуры, разделяющей континенты и океанское дно. Понятие о континентальной флексуре, предложенное Ж. Буркармом, представляется очень плодотворным для анализа тектонических процессов, происходящих на окраине материков. Континентальная флексура у побережий большинства районов, а особенно в пределах так называемых активных окраин, осложнена гигантскими разрывами — сбросами кайнозойского возраста (рисунк). По сбросам происходят тектонические движения разного знака: часть шельфа вовлекается в поднятия, происходящие на континентах, другая часть прогибается вместе с материковым склоном.

Видимо, в зависимости от того, насколько близко эти сбросы или ось флексуры смещены к береговой линии на шельфе, преобладают положительные или отрицательные движения. На длительно поднимающихся окраинах континентов (средиземноморское побережье Африки, тихоокеанское побережье Южной Африки и др.) шельфы и течение плейстоцена были подняты и осушены. В настоящее время — это побережья с лестницами четвертичных поднятых террас. Следует думать, что могут быть случаи, когда при длительном погружении сказывается затопленной часть суши, а внешний край шельфа подвергается процессу океанизации. Можно предположить, что процесс океанизации, переработки материковой коры в океаническую, происходит в Охотском море, где фундаментом шельфовых отложений на некоторых участках служит базальтовый слой (Тихий океан, 1974).

Геофизические данные, бурение на шельфах, драгирование на материковом склоне и в подводных каньонах показывают, что во многих районах плейстоценовые осадки этой зоны подстилаются толщей отложений не древнее мела или юры (Lewis, 1972; Seibold, Hinz, 1974; Kulm, Fowler, 1974; Sheridan, 1974). При этом породы юры и мела часто бывают деформированы, их поверхность образует в центральной части вогнутость, а у внешнего края положительную структуру. Поднятия фундамента шельфа у его внешнего края, очевидно, одна из важнейших его особенностей.

Сказанное показывает своеобразие шельфа как морфоструктуры, испытывавшей преобразования в позднем мезозое и каноэе. Поэтому неверным представляется, как это делают многие исследователи, давать определение шельфу как затопленной окраине континента, и все его текто- и морфоструктуры характеризовать как континентальные (Ганешин и др., 1975).

Шельф — своеобразная зона и ему можно дать следующее определение: окраинная зона материков, подвергнувшаяся тектоническим преобразованиям при формировании в мезозой-кайнозойское время океанических впадин, рельеф и осадки которой в основном созданы под влиянием плейстоценовых и голоценовых трансгрессий и регрессий.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З.В., Болиховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Глушанкова Н.И., Короткий А.М., Лефлат О.Н., Парамонова Н.Н. Вещественный состав и условия формирования плейстоценовых отложений бухты Золотой Рог. — Вестник МГУ, сер. геогр., 1975, № 4.

- Внучков В.А., Горбатов А.И., Яблоков К.В.* Условия формирования морских отложений в прибрежной части шельфа Японского моря (Приморье). — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Внучков В.А., Каплин П.А., Шлюков А.И.* Древние береговые линии шельфа Японского моря. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 4.
- Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф.* Геоструктурная классификация и районирование шельфов. — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Данилов И.Д.* Проблемы развития полярного шельфа Евразии и его побережий в кайнозое. — Вестник МГУ, сер. геогр., 1974, № 1.
- Каплин П.А.* Берега Южной Америки. — В кн.: Берега Тихого океана. М., "Наука", 1967.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Каплин П.А.* Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определений абсолютного возраста древних береговых линий. — В сб.: Проблемы глобальной гидрологии. М., "Наука", 1976.
- Каплин П.А., Невесский Е.Н., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А.* Особенности строения и истории развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей. — Океанология, 1968, № 1.
- Короткий А.М.* Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на его шельфе. В сб.: Пробл. геол. шельфа. М., "Наука", 1975.
- Кулаков А.П.* Геологическое развитие материковой окраины Охотского и Японского морей в плейстоцене. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Медведев В.С., Невесский Е.Н.* История развития бассейна Белого моря в поздне-последледниковое время. — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Мысливец В.И.* Погруженные береговые линии на внешнем шельфе Атлантики. — В сб.: Теоретические и прикладные вопросы географии. Изд-во МГУ, 1971.
- Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
- Суетова И.А.* Количественная оценка амплитуд гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий океана. — В кн.: Baltica, т. 5, Вильнюс, 1974.
- Тихий океан, Геофизика дна. М., "Наука", 1974.
- Шахгельдян И.Г., Берсенев И.И., Рышков В.С.* Четвертичные отложения прибрежной части шельфа Японского моря. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Шлюков А.И., Воскресенская Т.Н., Каплин П.А., Свиточ А.А.* Строение и история развития верхней части шельфа Западной Камчатки в конце плейстоцена и в голоцене. — Там же, 1975.
- Curray J.R.* Late Quaternary sea level. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72.
- Emery K.O.* Atlantic continental shelf and slope of the United States geology background. Washington, 1966.
- Kulm L.D., Fowler G.A.* Oregon continental margin structure and stratigraphy. — In: The Geology of continental margins. N.Y., 1974.
- Lewis K.B.* Erosion and deposition on a tilting continental shelf during quaternary oscillations of sea level. — N.Z.J. Geol. and Geoph., 1972, v. 16, N 2.
- Mordojovich C.* Geology of a part of the Pacific margin of Chile. — In: The Geology of continental margins. N.Y., 1974.
- Pons L.J., Helgersma S., Wiggers A.J., Blong J.D.* Evolutions of the Netherlands coastal during the Holocene. — Verh Kon. Ned. Geolog. Mijhbound. genootschap, geol. ser., ed. 21, 1963.
- Roberts O.G.* Structural development of the British Isles, the continental margin. — In: The Geology of continental margins. N.Y., 1974.
- Seibold E., Hinz K.* Continental slope construction and destruction West Africa. — In: The Geology of continental margins. N.Y., 1974.
- Shepard F.P.* Submarine geology. N.Y., 1963.
- Sheridan R.E.* Atlantic continental margin of North America. — In: The Geology of continental margins. N.Y., 1974.

## РАДИОИЗОТОПНЫЕ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ГОЛОЦЕНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

В последние несколько лет рядом коллективов советских геологов, океанологов и океанографов проводится комплексное изучение природных условий акваторий Черного моря. Повышенное внимание привлекает западная часть моря. Геолого-гидрохимические и инженерно-геологические работы здесь выполнены ИГН АН УССР, Одесским университетом и Лабораторией морской геологии МГУ. В общих чертах изучены особенности осадконакопления, состав и свойства голоценовых отложений глубоководной части моря, континентального склона и шельфа (северо-западной и южнокрымской частей). Выявлен ряд новых деталей морфологии дна и берегов, отражающих процессы неотектоники; в частности, для шельфа уточнено положение голоценовых береговых линий (Моргунов и др., 1973; Розовский и др., 1972). Многочисленными работами подтверждены идеи, высказанные А.Д. Архангельским еще в 1928–1930 гг. о континентальном этапе в доголоценовой истории зоны шельфа. Кроме того, были проведены специальные исследования ряда свойств осадков голоцена и гидрохимии их поровых вод, что позволило детализировать особенности ранних диагенетических превращений современных осадков и выявить региональные типы изменчивости свойств (Бабинец, Митропольский, 1974; Баландин, 1975). Большой объем геологических и инженерно-геологических исследований зоны шельфа с учетом радиоуглеродных датировок позволил внести определенные коррективы в разработанную Е.Н. Невесским для описываемого района палеогеографическую схему (Баландин и др., 1975). При этом внимание акцентировалось на необходимость дальнейшей увязки событий голоцена на шельфе с термофазами как Причерноморья, так и глубоководной части моря.

Определенный вклад в комплексное решение такой важной проблемы, как увязка в хроностратиграфическом плане осадков региональных морфоструктур Черного моря, позволяет сделать, по мнению авторов, проведенный ими анализ палеогеографической обстановки западной части моря с помощью радиоизотопных методов и методов инженерной стратиграфии. Из первой группы методов авторами использовались радиоуглеродное датирование (по  $C^{14}$ ) и радиоизотопный зондаж водно-физических свойств осадков верхней части четвертичного комплекса отложений на шельфе, континентальном склоне и в глубоководной части моря. Методы инженерной стратиграфии базируются на региональных грунтоведческих исследованиях. Для этого выполнен анализ массовых испытаний состава и физико-механических свойств донных отложений (в том числе и произведенных в судовых условиях с применением радиоизотопных плотномеров). Преследовалась цель выявления по опорным разрезам и участкам, для каждого стратиграфически выраженного горизонта донных осадков, характерных статистических параметров состава и свойств.

Выбору опорных разрезов и участков предварялся тщательный геоморфологический анализ и анализ литофаций, а также палеонтологические исследования горизонтов, подкрепленные абсолютными датировками.

Небольшим по объему фактическим материалом авторы располагали по характеристике голоценовых осадков зоны шельфа (несколько тысяч комплексных определений состава и свойств, около двух десятков определений абсолютного возраста). Большой объем фактического материала по шельфу был особенно важен, так как осадки шельфа являются наиболее пестрыми по составу и относительно более мощными. Менее представительный, но достаточный по объему и качеству материал относился к осадкам континентального склона и глубоководной части моря (несколько сотен анализов состава и свойств, порядка десятка абсолютных датировок).

На шельфе в качестве опорных инженерно-геологических профилей были изучены: Вилковско-Змеиный, Днестровский, Очаковский, Ялтинский, Феодосинский и др. Осадки шельфа представлены преимущественно ракушечниками, глинистыми и песчаными илами с той или иной примесью ракушечно-детритусового и песчаного материала. Менее развиты пески, мелкие и средние. Этот ряд осадков в общих чертах отражает смену типов осадков в направлении от открытой части шельфа к прибрежной. Песчаные отложения, кроме прибрежных территорий, слагают Одесский желоб, а также участки древних кос, баров в районе древних береговых линий. Определенное значение в составе современных и древних лиманов, пересыпей и дельт имеют прослой торфа и растительные остатки, а также щелнисто-гравийный материал. В приглубой части шельфа встречается прослой сапропелевых илов. Южнокрымская часть шельфа отличается от северо-западной возрастанием относительной роли алевро-пелитовых и пелитовых разностей илов.

Для мощностей отложений голоцена шельфа вырисовываются следующие общие закономерности их развития:

1. Чем крупнее и геоморфологически четче выражена форма поверхности шельфа, тем больше мощность поверхностных осадков и выше их дисперсность. Так, на взморье Килийской дельты мощность голоценовых осадков составляет порядка 20–25 м (к периферии авандельты уменьшается на порядок); в приустьевой части Сухого лимана до 12–13 м (вместе с новозвксинскими илами до 24–26 м); в Бугском лимане до 15–22 м; в одном из желобов Ялтинского взморья — порядка 15 м, в Одесском желобе — участками более 6 м; в пределах древних морских аккумулятивных форм до 5–10 м и более. Однако на большей части площади шельфа мощность донных осадков в среднем равна 0,5–2,0 м.

2. В пределах южнокрымской части шельфа мощности осадков голоцена существенно выше. Наибольшим развитием пользуются мощности в интервалах 4–6 м (до 60% площадей). В переходной зоне от южного берега Крыма к северо-западному шельфу (район Каламитского залива) вероятность развития мощностей в 4–6 м снижается, но остается достаточно высокой (около 50%). Эти данные свидетельствуют о несовпадении темпов осадконакопления для северо-западной и южнокрымской, тектонически более мобильной, частей шельфа.

В глубоководной зоне Черного моря в составе осадков резко преобладают пелитовые и алевро-пелитовые разности илов. Илы нередко тонкослоистые. Карбонатная составляющая их в значительной части разреза представлена кокколитофоридами, органогенно-гумусовая — сапропелями и гидротроилитом. Изредка встречаются прослойки тонкого песка. Мощность глубоководных осадков голоцена обычно невелика (в пределах 1–1,5 м).

В разрезах осадков голоцена на всех региональных батиметрических уровнях выделяются по фаунистическим комплексам три горизонта: новочерноморский ( $Q_2^1$ ), древнечерноморский ( $Q_4^1$ ) и верхненовоэксинский ( $Q_3^2 - Q_4^2$ ). На шельфе развитие первых двух горизонтов ограничено территориально в соответствии с положением древних береговых линий. Для каждого из перечисленных горизонтов нами получены обобщенные характеристики свойств: пористости (по ее коэффициенту,  $\epsilon$ ), естественной влажности ( $W$ ), пластической прочности ( $P_m$ ). В таблице сравниваются свойства осадков прибрежной лиманно-лагунной зоны моря, морской — открытой зоны шельфа (лаборатория инженерной геологии Одесского гос. ун-та, 1972–1975) и глубоководной зоны моря. Как видим, обобщенные данные таблицы отражают ряд закономерных явлений:

1) для всех региональных разрезов голоценовых толщ типична тенденция увеличения с глубиной от более молодых к более древним осадкам характеристик плотности и прочности;

2) по средним данным показателей свойств наблюдается хорошая сходимость для одновозрастных осадков различного батиметрического уровня. Всё это свидетельствует о том что влияние фактора времени на раннедиагенетические преобразования осадков голоцена в условиях Черного моря превалирует над ролью давления от столба морской воды;

3) в направлении от глубоководной и прибрежной частей моря в осадках голоцена наблюдается закономерное увеличение разброса значений показателей свойств, что, без сомнения, отражает рост мобильности ряда факторов природной обстановки к прибрежной зоне. Последнее обстоятельство, по нашему мнению, является типичным для многих акваторий Мирового океана. Однако в литературе оно почти не отражено.

Для шельфовой зоны изучение особенностей тенденции роста дисперсий показателей свойств к побережью представляет особый интерес, так как может отражать и этапность голоценовой трансгрессии. По данным Ю.Г.Баландина (1975), характер вариаций показателей состава и свойств морских осадков шельфа подчиняется батиметрической зональности и увязывается с геоморфологическими элементами. Как установлено, на шельфе западной части Черного моря имеют место три типа пространственной изменчивости состава и свойств осадков голоцена. В глубоководной части шельфа, начиная с глубин в 50–60 м, развит закономерно-циклический тип вариаций свойств по толще глинистых илов (из двух, а возможно, и из трех ритмов). Ближе к берегу, в зоне между изобатами 25–30 и 50–60 м, развит закономерно-направленный характер вариаций (улучшение свойств вниз по разрезу). Этот же тип вариаций имеет место и в застойных областях прибрежной зоны шельфа. На основных площадях прибрежной части

Таблица

## Обобщенные характеристики свойств трех горизонтов голоценовых осадков шельфа

Возраст отложений		Зона морей		
		глубоководная (Бабинец, Митропольский, 1974)	морская (открытая) зона шельфа сев.-зап. части моря (ЛГИ ОГУ)	прибрежная лиманнолагунная зона сев.-зап. части моря (Шликов, 1970)
Голоцен	Новочерноморский $Q_4^2$	$\epsilon = 4,2-5,2$ $W = 40-18\%$ $P_m = 17,4-58,5 \text{ г/см}^2$	$\epsilon = 1,9-5,0$ $W = 80-200\%$ $P_m = 15-80 \text{ г/см}^2$	
	Древнечерноморский $Q_4^1$	$\epsilon = 2,3-2,5$ $W = 80-400\%$ (сапропель) $P_m = 233-520 \text{ г/см}^2$	$\epsilon = 1,1-3,2$ $W = 60-120\%$ $P_m = 100-350 \text{ г/см}^2$	$\epsilon = 2,1-5,9$ $W = 80-228\%$
	Новозвксинский $Q_3^2 - Q_4^1$	$\epsilon = 1,63-2,40$ $W = 40-140\%$ $P_m = 26-933 \text{ г/см}^2$	$\epsilon = 1,0-2,5$ $W = 40-100\%$ $P_m = 60-850 \text{ г/см}^2$	Среднее: $\epsilon = 1,7$ $W = 62\%$

шельфа (до изобат 20–25 м) обычным является незакономерный характер вариаций показателей состава и свойств. Как оказалось, батиметрические уровни смены типов изменчивости свойств связаны с положением древних береговых линий, фиксирующих регрессивные эпохи голоценовой трансгрессии. На морском дне эти образования представлены элементами аллювиально-морских аккумулятивных форм. Сложены они песчано-ракушечными отложениями, мощностью до 3–5 м, либо песчано-илистыми осадками (мощностью 5–8 м и более) с прослоями торфов и сапропелей. Важным их признаком является развитие гряд и прослоев песчано-карбонатных литификатов. В пространственном развитии аккумулятивных форм на морском дне наблюдается закономерность: одновозрастные по фаунистическим комплексам формы группируются в валы с простираем, в общем, подобным современной береговой линии. Положение наиболее древней береговой линии маркируется на глубинах 80–100 м. Более изучена полоса прибрежных форм на гипсометрическом уровне, близком современным изобатам 50–60 м. Четко вырисовывается на морском дне полоса образований прибрежных форм на отметках, близких глубинам 25–30 м. Менее четко выражено положение древней береговой линии на изобатах 8–12 м.

Для датирования этих образований нами предпринято обобщение данных радиоуглеродных анализов донных осадков, полученных в самое недавнее время. Несколько датировок выполнены и интерпретированы на северо-западном шельфе для района Голицынской структуры и бухты Ярылгач (Семененко, Ковалюх, 1973). Четыре определения возраста по  $C^{14}$  имеются для района Одесского желоба (Парунин и др., 1974), одно —

по осадкам вблизи о. Березень (Шилик, 1972), три — по образцам ЛИГ ОГУ — для Днестровского взморья. Датировка двух образцов (лаборатория морской геологии МГУ) выполнена для колонки со 100-метровой изобаты, на широте Балаклавы, и еще двух образцов — по колонке в краевой зоне крымского шельфа. Имеются датировки по колонкам пересыпей современных лиманов (Б. Аджалыкский, Будаковский, Березовский) и района Каламитского залива (Шнюков и др., 1973). Четыре определения возраста выполнены по образцам ИГН АН УССР, отобранным у юго-западного окончания Крымского полуострова. Перечисленные данные учтены нами в диаграмме (рисунок), построенной по принципу учета глубины положения колонки на шельфе и возраста основания разреза осадков голоценового времени. Анализ датировок в хроностратиграфическом плане в сопоставлении с результатами геоморфологических исследований позволяет интерпретировать историко-геологические события на шельфе в следующем порядке (названия фаз даны по В.А. Зубакову, 1973).

На протяжении аноссовской термофазы (15,2—16,6 тыс. лет назад) территория современного северо-западного шельфа и, по-видимому, части южнокрымского представляла собой лёссово-аллювиальную равнину. Первый этап погружения района под уровень моря, слагаемый из основной трансгрессивной фазы (в интервале 15—13 тыс. лет назад) и фазы замедления трансгрессии (13—12 тыс. лет назад), соответствовал периоду азельской криофазы Причерноморья. Вероятнее всего, в это время происходило формирование элементов береговой линии на изобатах 50—60 м. Скорости погружения шельфа в среднем во время этих фаз соответственно определялись в 3 и 1 см/год. Трансгрессивная фаза второго этапа погружения области фиксируется в интервале 12,3—11,0 тыс. лет назад со средними скоростями опускания суши в 1,5 см/год и синхронизируется с Борщовской термофазой. Последовавшая затем длительная эпоха регрессии (11,0—5,3 тыс. лет назад) характеризуется средними скоростями наступания моря на сушу в 0,3 см/год; 9—6 тыс. лет назад сформировались основные элементы береговой линии изобат 25—30 м. Начало эпохи совпадает с развитием в Причерноморье криофазы, вторая половина — с теплой эпохой, продолжавшейся и на протяжении третьей трансгрессивной фазы. Последняя датируется в интервалах 5,3—3,3 тыс. лет назад с максимумом около 4,3 тыс. лет (скорость погружения 0,5 см/год). Последнее замедление трансгрессии началось около 3,3 тыс. лет назад синхронно с началом холодновлажной эпохи. Скорости современного опускания берегов составляют в районе дельты Дуная и Одесского залива — 0,2—0,3 см/год (Благоволин, Победоносцев, 1973). Восточнее — в районе Очакова, Каркинитского залива и Севастополя — они уменьшаются до 0,8—0,9 мм/год.

В плане сопоставлений историко-геологических событий на шельфе и в глубоководной части моря анализировались также на абсолютное летосчисление осадки дна черноморской впадины. Образцы на датировки по колонкам отбирались в этом случае, как правило, с повышенной частотой (Ковалюх и др., 1975). В результате были получены следующие данные. По трем определениям, верхние 10 см толщи глубоководных

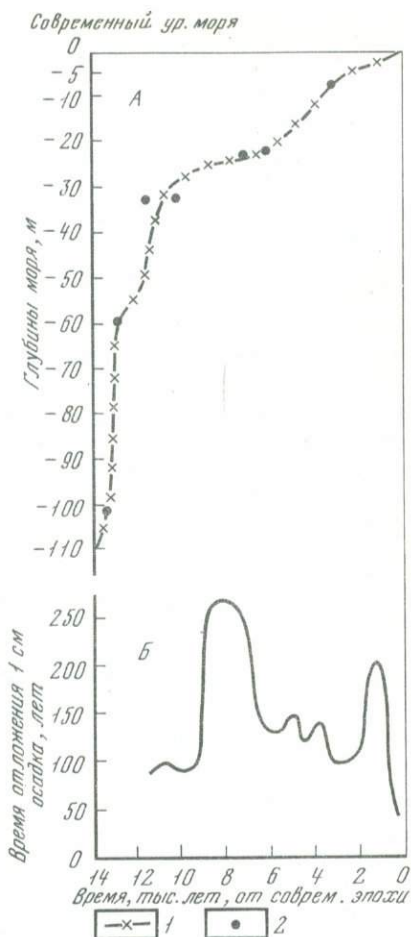
А График хода голоценовой трансгрессии на площади северо-западного и южно-крымского шельфа — по данным радиоуглеродных датировок: 1 — изобата датированной подошвы голоценовых отложений, 2 — пункты отбора проб на шельфе на абсолютную датировку

Б График скоростей отложений осадков голоцена в глубоководной части Черного моря.

иллов имеют возраст 500—600 лет, с возможной ошибкой 10—15%. Однако в интервале мощности от нуля до 20 см возраст осадков (по средней пробе) непропорционально быстро растет — от порядка 2—3 тыс. лет с ошибкой 5%. В пределах следующего интервала колонки, мощностью 35—55 см, возраст осадков по трем определениям фиксируется в 4—7,4 тыс. лет назад. Основание метрового слоя глубоководных осадков, представленного черными известково-глинистыми илами, датируется в 9 тыс. лет назад, а по образцу с глубины 1,5—1,77 м — в 18,1 тыс. лет назад. Таким образом, по имеющимся данным, уже в пределах первого метра глубоководных голоценовых осадков отмечаются вариации скоростей отложения илов. По ориентировочным подсчетам, время отложения 1 см осадка ("Т")

изменяется по обобщенной колонке следующим образом (см. рисунок Б). В интервале мощности 0—10 см время "Т" составляет 50—60 лет, а для следующего интервала мощностей (10—20 см) "Т" — уже порядка 150—250 лет. Для более ранних частей осадка (древнее 2,5 тыс. лет), мощностью 75 см, время отложения 1 см илов колеблется в широких пределах — от 50 до 200 лет. При этом большие скорости отложения (1 см за 50—75 лет) характерны для илов, обогащенных органикой, меньшие — 1 см за 200 лет — для глинистых разностей. Для известково-глинистых разностей илов "Т" составляет порядка 70—150 лет. На рубеже 7—9 тыс. лет назад время "Т" вновь возрастает — до 170—400 лет.

Для шельфовой зоны в целом подсчет скоростей отложения осадков в настоящее время представляет весьма сложную проблему. Однако по отдельным сведениям можно судить о значительно большей интенсивности седиментации осадков на шельфе. Так, по данным трех датировок осад-



ков голоцена на Днестровском взморье (скв. 817, интервалы проб 2,4–2,7 м, изобата 21 м), обогащенные органикой илы, мощностью 30 см, были отложены 6,4–7,1 тыс. лет назад, т.е. со скоростью 1 см за 20–25 лет. Такие же цифры скоростей осадконакопления илов (1 см за 20–25 лет) получены и для средних глубин шельфа у юго-западной оконечности Крымского полуострова для последних двух тысяч лет — от 100 лет до 1920 лет назад (по ст. 3 и 4 с изобаты 53 м, ИГН АН УССР, рейс "Муксун", 1973 г.).

На шельфе, судя по приведенным выше данным, в ходе историко-геологических событий во времени наблюдаются отдельные отклонения от теоретической схемы сопоставимости фаз океанических и морских трансгрессий (регрессий) с климатическими оптимумами (прохладно-влажными периодами). Это, по-видимому, объясняется тектоническим контролем хода трансгрессии. С другой стороны, ряд параметров трансгрессии подчиняется теоретической схеме. Так, регрессивные периоды короче трансгрессивных (см. рисунок, А). Кроме того, на протяжении голоцена на шельфе влияние трансгрессивных фаз от ритма к ритму возрастает. При таком сочетании событий наиболее благоприятными периодами для накопления дисперсных разностей осадков по всему батиметрическому профилю могли быть: 1) в интервале от 11 до, вероятнее всего, 9 тыс. лет назад; 2) время от 3,4 до 2,5 тыс. лет назад, что подтверждается и серийей археологических данных.

С этими двумя периодами (оптимума отложения глинистых илов на шельфе) синхронны и некоторые события в глубоководной части Черного моря. Так, 9 тыс. лет назад началось осолонение бассейна моря и развилось сероводородное заражение (Degen's, Ross, 1969). На дне моря продолжалось отложение ленточных глин (до времени порядка 7 тыс. лет назад) и накапливалась пачка осадков, обогащенных сапропелями (от 7 до 3–3,4 тыс. лет назад). Около 3–3,4 тыс. лет назад началось эпоха расцвета кокколитофорид. С этим параллелизуются в наши данные (см. рисунок, А и Б): оптимумы отложения глинистых разностей илов на шельфе сопоставляются с эпохами увеличения скоростей отложения осадков в глубоководной котловине.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю. Поровые растворы глубоководных отложений Черного моря и их влияние на физико-механические свойства осадков. — В сб.: Влияние вод на физ.-механ. свойства пород. Киев, "Наукова думка", 1974.
- Баландин Ю.Г. Схемы изменчивости свойств осадков шельфа западной части Черного моря и возможности их изучения радиоизотопными методами. — В сб.: радиоизотопные методы исследований в гидрогеологии. Киев, "Наукова думка", 1975.
- Баландин Ю.Г., Иванов Г.И., Курприн П.Н., Поляков А.С., Ротарь М.Ф., Щербачков Ф.А. Шельф северо-западной части Черного моря в верхнем плейстоцене—голоцене. — В сб.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. Киев, "Наукова думка", 1975.
- Благоволлин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей. — Геоморфология, 1973, № 3.
- Зубаков В.А. Хронология ледникового века. Л., Гидрометиздат, 1973.
- Ковалюк Н.Н., Собонович Э.В., Митропольский А.Ю. К методике определения возраста морских осадков по радиоуглероду. — В сб.: Радиоизотопные методы исследований в гидрологии. Киев, "Наукова думка", 1975.

- Моргунов Ю.Г., Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Шолохов В.В., Чистяков А.А. Схема структурно-геоморфологического районирования дна северо-западной части Черного моря. — В сб.: Комплексные исследования природы океана, вып. 4. Изд-во МГУ, 1973.
- Парунин О.Б., Шлюков А.И., Хаит В.З., Тимашкова Т.А. Список радиоуглеродных датировок лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ. — Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1974, № 24.
- Розовский Л.Б., Иванов Г.И., Ищенко Л.В. Геоморфологическая и геолого-литологическая карта верхней части шельфа северо-западного района Черного моря. — В сб.: Докл. симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тбилиси, 1972.
- Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхнечетвертичных датировок. — Геологический журнал, 1973, т. XXXIII, вып. 6.
- Шилик К.К. Определение высоты и абсолютного возраста новочерноморской террасы в Ольвии. — Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 5.
- Шнюков Е.Ф., Рыбалко С.И., Ломаяв Н.А., Соботович Э.В., Кутный В.А. Каламитское поле конкреций. Киев, 1973.
- Шпиков А.Б. К вопросу оценки интенсивности физико-механического диагенеза слабых грунтов. — В сб.: Строительство на слабых грунтах. Рига, 1970.
- Degens E., Ross D. Oceanographic expedition in the Black Sea a preliminary report. — Woods Hole Oceanogr. Inst., Contrib. N 2430, 1969.

Е.Г. Маев, В.И. Артамонов

## РАННЕГОЛОЦЕНОВЫЕ РЕГРЕССИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для всей четвертичной истории Каспийского моря характерны значительные колебания уровня, чередование трансгрессивных и регрессивных фаз. На поверхности прибрежной отмели Каспия выявлены следы многочисленных древних береговых линий, располагающихся на глубинах от 3 до 70 м. Изучены они еще слабо. Имеющиеся отрывочные морфологические сведения не дают возможности судить об их возрасте, в связи с чем все реконструкции истории Каспия носят "однобокий" характер: они более или менее достоверно изображают лишь историю трансгрессивных фаз, а те периоды, когда уровень моря располагался ниже современного, либо совсем не рассматриваются, либо схемы, предлагаемые в этих реконструкциях, носят весьма гипотетический характер.

Биостратиграфические и геоморфологические исследования, проведенные нами на западном участке прибрежной отмели Среднего Каспия, позволяют уточнить возраст двух древних береговых линий, следы которых располагаются на глубинах 20–25 и 15–17 м.

Береговая линия на глубине 20–25 м выделена М.М. Жуковым (1941), датировавшим ее послехвалынским временем; регрессивная стадия, соответствующая этой береговой линии, получила название мангышлакской. На ее послехвалынский возраст указывали О.К. Леонтьев и П.В. Федоров (1953), В.Г. Рихтер (1954, 1962) и др. Однако после выхо-

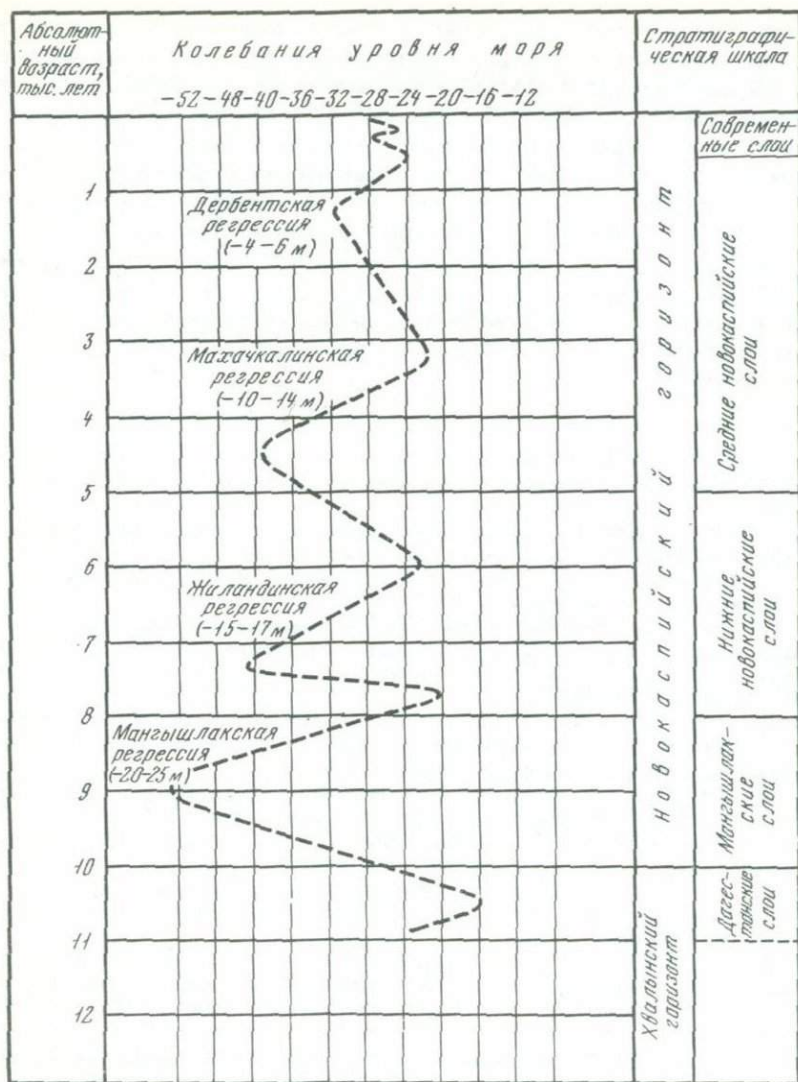
да в свет статьи А.В. Шнитникова, где утверждалась невозможность значительных колебаний уровня Каспия в послехвалынское время (Шнитников, 1956), распространилось мнение, что береговая линия на глубине 20—25 м имеет не мангышлакский (послехвалынский), а значительно более древний — хозарский возраст. Исследования на дагестанском участке прибрежной отмели подтвердили первоначальные представления о послехвалынском возрасте этой береговой линии (Леонтьев и др., 1974, 1975; Маев и др., 1975).

Мангышлакская регрессия, помимо террасовидных площадок, на соответствующих глубинах оставила свои следы и в виде аккумулятивных образований — реликтовых береговых баров, сохранившихся местами в виде пологих подводных возвышенностей вблизи внешней границы подводного склона. Наиболее ярким примером может служить Дербентская банка — вытянутый параллельно побережью вал высотой 3—4 м, шириной 0,5—1 км, длиной более 18 км, контуры которого очерчиваются изобатой 20 м. Слагающие банку осадки мангышлакского возраста представлены грубозернистым ракушечно-детритовым материалом явно прибрежного генезиса.

Местами (в районе г. Каспийска, вблизи устья р. Гамри-Озень и др.) вибробурением вскрыта мангышлакская регрессивная толща, которая здесь (в отличие от Дербентской банки) подвергалась более существенному размыву и потому не образует выраженных в рельефе аккумулятивных форм. Регрессивная толща отличается от выше- и нижележащих отложений не только литологически; она содержит своеобразный мелководный комплекс моллюсков явно новокаспийского возраста, но без *Cerastoderma lamarcki* (Reeve) (= *Cardium edule* L.). Этот комплекс включает *Didacna baeri* (Grimm) (господствующая форма), а также многочисленные *D. barbotdemaryi* (Grimm), *D. longipes* (Grimm), *Dreissena elata* (Andr.) и единичные *Hypanis albida* Logv. et Star. (Артамонов, 1975).

Мангышлакская толща подстилается верхнехвалынскими (дагестанскими) слоями более глубоководного облика (алевриты и мелкоалевритовые илы), содержащими комплекс двустворчатых моллюсков с господствующей формой *Didacna praetrigonoides* Nal. et Auis, совместно с которой встречены многочисленные *Dreissena elata* (Andr.), *Dr. rostriformis distincta* Andr. и единичные *Didacna delenda* Vog., *D. subcatillus* Andr., *Pyrgula pulla* (Dyb. et Star.). Над мангышлакскими лежат новокаспийские осадки, содержащие уже с *Cerastoderma lamarcki* (Reeve). Это позволяет отнести мангышлакскую фазу к самому началу новокаспийского этапа развития Каспия, до вселения в Каспий *C. lamarcki* (Reeve).

В.Г. Рихтер (1962) назвал стадию, соответствующую береговой линии на глубине 15—17 м, жиландинской. Реликтами береговых форм жиландинской стадии являются береговой бар на глубинах около 15 м в районе Махачкалы, сложенный грубозернистой ракушечно-детритовой толщей (Леонтьев, Варущенко, 1975), а также серия древних подводных береговых валов на глубинах 15—20 м на североапшеронском участке шельфа (Маев, 1974). В результате наших работ регрессивная толща, соот-



Колебания уровня Каспийского моря в голоцене

ветствующая жиландинской стадии, вскрыта на глубинах около 15 м в районе устья р. Гамри-Озень, вблизи г. Махачкала и г. Каспийск. По литологическому составу и по заключенному в ней новокаспийскому комплексу фауны (без *S. lamarcki*) эта толща близка мангышлакской, что позволяет датировать ее также ранненовокаспийским временем.

Остается открытым вопрос, является ли регрессивная стадия на глубине 15—17 м одной из фаз мангышлакской регрессии, или же она — самостоятельная, последовавшая за первым пиком новокаспийской транс-

грессии. Одно бессорно: отсутствие в осадках моллюска *C. lamarki* говорит об образовании жиландинской регрессивной толщи, как и мангышлакской, до вселения в Каспий этого моллюска, т.е. ранее 7 тыс. лет.

Схема одного из возможных вариантов изменений уровня Каспия в свете изложенных данных приведена на рисунке. Несмотря на некоторую гипотетичность, эта кривая, как мы надеемся, представит определенный интерес, поскольку в ней заключена попытка увязать палеогеографические сведения о мангышлакском времени (Маев, Ледебев, 1974) с новейшими данными по абсолютному возрасту стадий новокаспийской трансгрессии (Рычагов, 1974; Зубаков и др., 1974; Леонтьев и др., 1975) и впервые полученными биостратиграфическим методом определения относительного возраста регрессивных стадий (Леонтьев и др., 1974; Маев и др., 1975).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артамонов В.И. Позднечетвертичные комплексы двустворчатых моллюсков дагестанского шельфа Каспия. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5. Изд-во МГУ, 1975.
- Жуков М.М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. — Уч. зап. МГУ, геогр., вып. 48, 1941.
- Зубаков В.А., Бадинова В.П., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Плейстоцен. Каспийская область. — В кн.: Геохронология СССР, т. 3. Л., 1974.
- Леонтьев О.К., Варущенко А.Н., Варущенко С.И. Геолого-геоморфологические признаки существования Туралинского свода на морском продолжении поднятия Махачкала—Турали. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5. Изд-во МГУ, 1975.
- Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Абрамова Т.А. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5. Изд-во МГУ, 1975.
- Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Поротов А.В. О генезисе и возрасте Дербентской банки. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 4. Изд-во МГУ, 1974.
- Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1953, № 4.
- Маев Е.Г. Зависимость типов рельефа Североапшеронского шельфа от геологического строения дна. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 4. Изд-во МГУ, 1974.
- Маев Е.Г., Артамонов В.И., Абрамова Т.А., Поротов А.В. Стратиграфия и условия формирования мелководных отложений Дагестанского шельфа Каспийского моря. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5. Изд-во МГУ, 1975.
- Маев Е.Г., Лебедев Л.И. Некоторые черты палеогеографии мангышлакской и дагестанской стадий древнего Каспия. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 4. Изд-во МГУ, 1974.
- Рихтер В.Г. Новые данные о береговых линиях на дне Каспийского моря. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1954, № 5.
- Рихтер В.Г. О послехвалынской истории Каспия. — Труды Комплексной южной геологической экспедиции, вып. 7. Л., 1962.
- Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря. — В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 4. Изд-во МГУ, 1974.
- Шнитников А.В. Ритм Каспия в поздневалдайское время (эпоха постюрма). — В сб.: Чтения памяти Л.С. Берга. Л., Изд-во АН СССР, 1956.

## О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ МАТЕРИКОВОГО ШЕЛЬФА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА В АНТРОПОГЕНЕ

Детальные геоморфологические исследования прибрежной суши, проведенные в последние годы, а также материалы морских геолого-геоморфологических работ на шельфе и подводном материковом склоне Охотского и Японского морей позволили наметить основную тенденцию и выявить некоторые важные закономерности геологического развития окраины континента в антропогене. Необходимо учитывать своеобразное положение подводной материковой ступени на границе двух крупных морфоструктур Земли (евразийской плиты и впадины окраинных морей), каждая из которых оказала свое воздействие на формирование шельфа. Только при таком подходе становятся понятными многие явления и процессы, свойственные для морской окраины материка в настоящее время и в геологическом прошлом.

Материковая суша юга Дальнего Востока испытывала в кайнозое восходящие тектонические движения. Происходила постепенная интеграция морфоструктур и тектонических движений, максимум которой приходится на антропогеновое время (Худяков, 1972, 1974; Худяков и др., 1973). В современной морфоструктуре региона выделяются пять крупных геоблоков земной коры, отличающихся единством тектонического режима и общим унаследованным воздыманием в антропогене (рис. 1). Это хорошо фиксируется однотипным строением террасовых рядов (последовательности надпойменных террас) в речных долинах различных участков каждого геоблока. Восходящие движения, с образованием серии террас в речных долинах, испытывают даже такие крупные и длительно существовавшие депрессии, как, например, Амуро-Зейская, где кайнозойские отложения залегают высоко над руслами современных рек.

Геоблоки разделены шовными зонами, которые представлены системами сопряженных межгорных впадин, заложенных вдоль долгоживущих глубинных разломов земной коры. Для них характерны дифференцированные по знаку и амплитуде тектонические движения блоков и довольно значительные мощности кайнозойских и четвертичных отложений в грабен-синклиналиных впадинах. Часто шовные зоны также вовлечены в поднятие, например, большая часть Удской-Верхнезейской системы впадин, разделяющих Восточно-Сибирский и Монголо-Охотский геоблоки. Так, Удская депрессия в настоящее время служит лишь зоной транзита осадков, а область устойчивого осадконакопления сместилась к востоку и занимает приустьевую часть долины р. Уды и акваторию Удской губы Охотского моря.

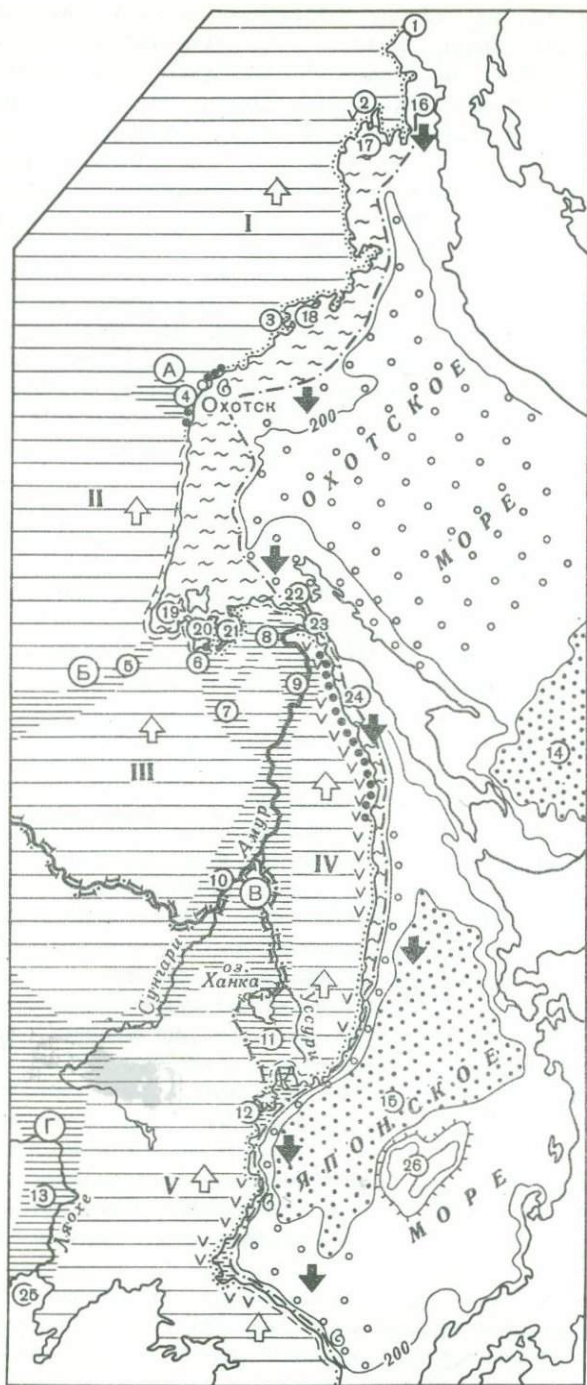
Начало процесса общего сводово-глыбового воздымания восточной окраины континента относится к концу мезозоя — началу кайнозоя. Воздымание континентальных геоблоков происходило без каких-либо региональных перерывов и инверсий, и максимальная стадия развития этого процесса приурочена к настоящему времени (Худяков, Никонова, 1975).

















Имели место также и горизонтальные движения геоблоков разного порядка, но они были в целом незначительны, поэтому главную роль в формировании современной морфоструктуры континентальной суши сыграли вертикальные восходящие движения земной коры.

Иной тектонический режим был характерен в антропогене для впадин Охотского и Японского морей, примыкающих к краю материка. Находка мелководных шельфовых отложений миоценового возраста на подводном континентальном склоне Южного Приморья в интервале глубин от 350 до 2000 м (Васильев, Васильковский, 1971; Васильев и др., 1973) указывает, очевидно, на значительное тектоническое опускание подводной окраины материка в послемiocеновое время, даже если допустить некоторое оползание осадков по континентальному склону.

Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема материковой окраины Охотского и Японского морей

Элементы морфоструктурного районирования. Материковые геоблоки: I — Колымский, II — Восточно-Сибирский, III — Монголо-Охотский, IV — Сихотэ-Алинский, V — Корейский. Шовные зоны: А — Охотская, Б — Удская-Верхнейская, В — Амуро-Уссурийская, Г — Сунгари-Ляохинская. Основные отрицательные морфоструктуры (впадины) и время начала их формирования. Континентальные впадины (цифры в кружках): 1 — Пенжинская (палеоген); 2 — Гижигинская (палеоген); 3 — Кавско-Тайская (палеоген); 4 — Охотская (палеоген); 5 — Удская (мел-палеоген); 6 — Тугурская (неоген); 7 — Эворон-Чукчагирская (палеоген); 8 — Нижнеамурская (палеоген); 9 — Удиль-Кизинская (палеоген); 10 — Среднеамурская (верхний мел-палеоген); 11 — Ханкайская (верхний мел-палеоген); 12 — Туманганская (миоцен); 13 — впадина Ляохе (палеозой). Морские впадины: 14 — Южно-Охотская глубоководная; 15 — Япономорская глубоководная; 16 — Пенжинской губы; 17 — Гижигинской губы; 18 — Тауйской губы; 19 — Удской губы; 20 — Тугурского залива; 21 — Ульбанского залива; 22 — Сахалинского залива; 23 — Амурского лимана; 24 — Татарского пролива; 25 — Ляодунского залива; 26 — подводная возвышенность Ямато. Элементы геоморфологического строения: 1 — горный рельеф континентальных геоблоков; 2 — холмисто-увалистый и равнинный рельеф шовных зон; 3 — абразионно-аккумулятивная базисная поверхность выравнивания антропогенного возраста (подводная равнина материкового шельфа); а — наложенная главным образом на базисную субазральную поверхность выравнивания, б — наложенная главным образом на доантропогенные материковые шельфы; 4 — древний (доантропогенный) погруженный материковый шельф; 5 — аккумулятивные равнины глубоководных впадин; 6 — подводные возвышенности; 7 — береговая линия материка с современными аккумулятивными и абразионными формами, низкой голоценовой террасой и следами плейстоценовых морских трансгрессий близ современного уровня моря; 8 — предполагаемая береговая линия материка в начале антропогена. Некоторые черты плейстоценовых тектонических движений прибрежной суши и внутреннего шельфа; 9 — районы, испытывающие тектоническое погружение; 10 — районы относительно стабильные (возможны слабые движения положительного и отрицательного знака); 11 — районы, испытывающие слабое тектоническое поднятие; 12 — районы, испытывающие значительное тектоническое воздымание; 13 — векторы антропогенных вертикальных тектонических движений: а — поднятие, б — погружение. Прочие знаки: 14 — участки перекомпенсированного накопления кайнозойских вулканогенных толщ (Восточно-Азиатского окраинного вулканического пояса); 15 — участки побережья, где обнаружены морские миоцен-плиоценовые отложения; 16 — изобата 200 м



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9
-  10
-  11
-  12
-  13
-  14
-  15
-  16

Морские геофизические работы, проведенные в последние годы на акватории Японского моря, выявили разломно-блоковое строение подводной континентальной окраины и прилегающей к ней части глубоководной впадины, установили особый тип строения земной коры в этом районе и зафиксировали продолжение структур континента под уровень морских вод (Кулинич и др., 1972; 1974; Карп и др., 1974). Полученные материалы лучше всего соответствуют представлениям о тектоническом погружении окраины материка в кайнозой. Наконец, новые данные о геологическом строении банки Ямато, расположенной в центральной части Японского моря, позволили сделать вывод о том, что в начале кайнозоя эта возвышенность представляла собой сушу, в дальнейшем опущенную под уровень моря (Васильев, Маркевич, 1973). Не менее интересны результаты изучения базальтоидов, поднятых со дна Японского моря (Сахно, Васильев, 1974). По петрохимическим особенностям эти породы близки к базальтам андезитовой формации Курило-Камчатской дуги, и отмечается постепенное омоложение их от берегов Приморья через возвышенность Ямато к Японским островам.

Все эти геологические материалы подтверждают справедливость представлений ряда исследователей (Андреева, Удинцев, 1959; Васильковский, 1960, 1968; Vasilkovsky, Khudyakov, Kulakov, 1966; Кропоткин, Шахарварстова, 1965; Менард, 1966; Геологическое развитие. . . , 1968; и др.) о глубокой древности котловины Японского моря и, что особенно важно для рассматриваемой в данной статье проблемы, о прогибании и расширении морской впадины в кайнозой, в том числе и в антропогене.

В Охотском море исследованиями ВНИИМорГео, Приморского геологического управления и Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР выявлено строение осадочного чехла прибрежного (внутреннего) материкового шельфа и подтверждена разломно-глыбовая структура материковой отмели, установленная ранее работами Г.Б. Удинцева (1957) и других исследователей. Геолого-геофизические работы в акватории Охотского моря, проведенные НИС "Дмитрий Менделеев" в 1974 г., позволяют предполагать существование древнего погружения шельфа в пределах обширного и слабо наклонного континентального склона. Эти и многие другие геологические материалы, известные ранее (Сычев, 1966; 1968; Карташов, 1967), указывают на тектоническое погружение охотоморской впадины в кайнозой.

Еще более четко фиксируется тектоническое прогибание серии впадин, располагающихся между краем материка и о. Сахалином — впадин Сахалинского залива, Амурского лимана и северной части Татарского пролива. В них установлены мощные (до нескольких километров) толщи рыхлых кайнозойских отложений (Сычев, 1966, 1968; Юнов, Тихомиров, 1968). Процесс интенсивного осадконакопления продолжается и в настоящее время.

Итак, морская окраина материка, куда входят зона прибрежной суши, шельф и подводный материковый склон, явилась в антропогене (и, очевидно, в течение большей части кайнозоя) ареной действия противоположных по знаку региональных тектонических движений: с одной сторо-

ны, сводово-глыбовое воздымание материковой суши, с другой — тектоническое погружение сопредельных с материком впадин окраинных морей. О степени воздействия этих движений на формирование шельфа и современного материкового побережья позволяют судить материалы дельтовых геоморфологических исследований прибрежной суши, проведенных в последние годы.

Эти работы показали сложность геоморфологической структуры современного морского побережья и выявили вместе с тем общность геолого-тектонического развития ряда крупных его участков. Комплекс геолого-геоморфологических признаков (отсутствие на материковом берегу высоких морских террас, погружение надпойменных речных террас в устьях рек под уровень поймы и лагун, развитие базисной поверхности субаэрального выравнивания в прибрежной зоне, погружение покровов кайнозойских эффузивов под уровень моря, интенсивная абразия берегов и др.) подтверждают выдвинутый ранее (Кулаков, 1966; 1973) тезис о тектоническом погружении зоны прибрежной суши в антропогене. Проведенные исследования позволили также выделить в пределах современного материкового побережья Охотского и Японского морей ряд районов, отличающихся по режиму плейстоценовых тектонических движений (см. рис. 1).

К районам, испытывающим в антропогене нисходящие тектонические движения, относятся побережья Северо-Восточной Кореи, Южного Приморья, восточной окраины Сихотэ-Алиня, материковое побережье Амурского лимана и многие участки Северного Приохотья. Ширина погружающейся зоны суши (в границах современного побережья) непостоянна и изменяется от первых сотен метров до нескольких километров. Погружение фиксируется по комплексу явлений, указанных выше. Последние не могут быть связаны только лишь с послеледниковой трансгрессией океана, как считают некоторые исследователи. Так, в приустьевых частях речных долин побережья под уровень поймы и лагун погружаются не только позднеплейстоценовые, но и более древние террасы среднего и нижнего плейстоцена и зоплейстоцена (рис. 2), что свидетельствует о длительной тенденции нисходящего развития окраины континента, развивавшейся независимо от колебаний уровня океана.

Тектоническое опускание прибрежной суши сопровождалось абразионным разрушением берегов, продолжающимся и в настоящее время. Многочисленные кекуры и острова в Северо-Западном Приохотье, Амурском лимане и Южном Приморье свидетельствуют о значительной интенсивности этого процесса, существенно преобразившего облик морского побережья в антропогене.

Иной тектонический режим характерен для побережья материка в Северо-Западном Приохотье, на участке от устья р. Уды до устья Амура. Здесь отмечается постепенное заполнение аллювиально-лагунными осадками и осушение глубоко вдающихся в материк морских заливов-впадин, врезание рек прибрежной зоны, малые мощности четвертичных отложений в ряде прибрежных впадин, вовлеченных в поднятие, сравнительно высокое положение кровли континентальных кайнозойских отложений над руслами рек и ручьев, близкое к современному уровню моря залега-

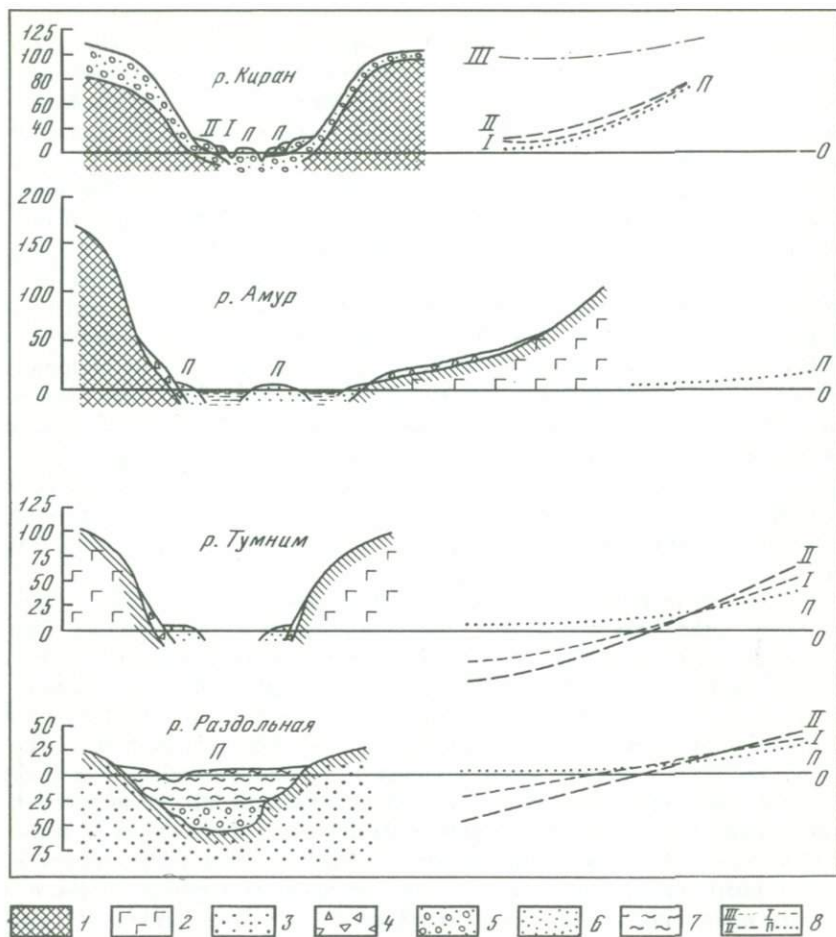


Рис. 2. Строение устьевых участков речных долин материкового побережья и продольного профиля речных террас

Коренные породы ложа долины: 1 — породы палеозойского и мезозойского возраста; 2 — кайнозойские эффузивы; 3 — осадочные породы кайнозойского возраста; 4 — склоновые отложения. Аллювиальные и лагунные антропогенные отложения: 5 — галечники; 6 — пески; 7 — алевриты и глины, 8 — профили речных террас — I, II и III надпойменные террасы, пойма

ние морских отложений предпоследней межледниковой трансгрессии (Кулаков, 1975; Кулаков и др., 1975). Эти и ряд других признаков указывают на относительную тектоническую стабильность или же слабые восходящие движения прибрежной суши. К районам с таким тектоническим режимом могут быть также отнесены некоторые участки побережья Северного Приохотья, восточной окраины Сихотэ-Алиня и восточного побережья Кореи.

Резко выделяется по геоморфологическому строению прибрежный район Северо-Западного Приохотья к северу от устья р. Уды. Здесь параллельно берегу Охотского моря протягивается Джугджурское сводово-глыбовое поднятие, и к морю выходят глубоко врезаемые речные долины с серией надпойменных террас, широко развиты аллювиальные конусы выноса на побережье, мощности континентальных отложений в мелких впадинах прибрежной зоны незначительны, хорошо прослеживаются разломы и блоковые подвижки по ним (см. рис. 2). Все это говорит об интенсивных восходящих движениях прибрежных морфоструктур в антропогене. Прямолинейные очертания берега на этом участке обусловлены, очевидно, крупными разломами (или серией разломов), протягивающимися в северо-восточном направлении от устья р. Уды.

Итак, современное материковое побережье является гетерогенным не только по морфоструктуре, но и по режиму антропогенных тектонических движений. Наряду с районами, испытывающими тектоническое погружение или тектонически стабильными, здесь выделяются побережья, характеризующиеся слабыми или интенсивными восходящими движениями в антропогене.

Представленная схема районирования материкового побережья по режиму тектонических движений дает представление лишь о наиболее молодых — скорее всего верхнеплейстоценовых и голоценовых движений прибрежной суши. Она во многом сходна с известной схемой современных вертикальных движений берегов дальневосточных морей (Ионин и др., 1971).

Вместе с тем детальные геоморфологические исследования позволяют сделать заключение о том, что для многих участков прибрежной суши тектонический режим древних эпох антропогена отличается от современного. Это понятно, если представить гетерогенность геолого-тектонического строения громадной по протяженности и ширине континентальной флексуры (включающей прибрежную сушу, шельф и подводный материковый склон), сложный спектр региональных и локальных тектонических движений в ее пределах и изменение их в пространстве и времени в связи с общей, длительно существующей тенденцией развития — прогибанием впадин окраинных морей и сводово-глыбовым воздыманием материковой суши. Так, для ряда участков Северо-Западного Приохотья (заливы Тугурский и Николая, впадины Мухтель, Тывлинская и др.) многие признаки (значительные мощности плиоцен-четвертичных и более древних отложений во впадинах, отсутствие надпойменных речных террас по долинам крупных рек и т.п.) указывают на тектоническое опускание впадин в плиоцене и на протяжении большей части антропогена. В то же время имеются доказательства тектонического воздымания их в плейстоцене и голоцене (Кулаков, 1975).

Большая часть восточного побережья Сихотэ-Алиня находится в относительно стабильном тектоническом состоянии, а на некоторых участках (материковое побережье Амурского лимана к югу от устья Амура) начинают преобладать восходящие движения. Это хорошо фиксируется выдвигающимися в Амурский лиман молодыми (верхнечетвертичными-голоценовыми) аллювиальными конусами выноса (рис. 3). Аналогичные

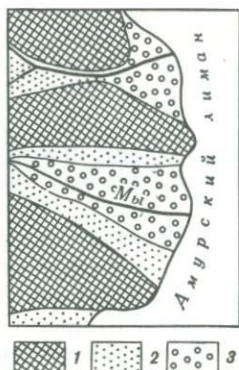


Рис. 3. Растущие аллювиальные конусы выноса (наземные дельты) на материковом побережье Амурского лимана

1 — низкогорные массивы — горсты; 2 — грабен-синклинальные впадины; 3 — аллювиальные конусы выноса верхнеплейстоценового-голоценового возраста

примеры можно привести для побережий Южного Приморья и Северо-Восточной Кореи.

В то же время северное побережье Сихотэ-Алиня (район мыса Невельского, Советская Гавань — р. Нельма) испытывает устойчивое тектоническое погружение. В приустьевых участках речных долин здесь отсутствуют надпойменные террасы, а сами долины приурочены к широтным зонам разломов и опусканий, на побережье наблюдаются только современные абразионно-аккумулятивные формы (штормовые валы, береговые бары и коры, низкие эстуарно-лагунные заболоченные и заливаемые равнины, пляжи, бенчи), происходит интенсивное абразионное разрушение берегов, сложенных кайнозойскими вулканогенными породами (рис. 4).

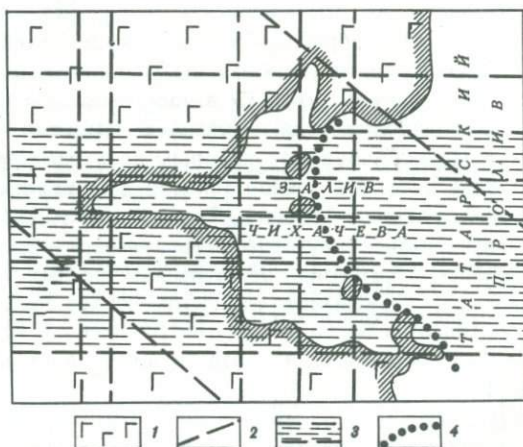


Рис. 4. Бухта Чихачева и эстуарий р. Б. Сомон, заложенные по широтной Сомонской зоне разломов (Северный Сихотэ-Алинь).

1 — мелкогорный пологосклонный рельеф на эффузивах кузнецовской свиты (эоцен); 2 — разломы; 3 — Сомонская широтная зона разломов; 4 — предполагаемая береговая линия материка в нижнем-среднем голоцене

Таким образом, многие районы материкового побережья Охотского и Японского морей, испытывавшие тектоническое погружение в течение большей части антропогена, в настоящее время вовлечены или вовлекаются в поднятие. Изменение знака движений является, очевидно, прямым следствием общего сводово-глыбового воздымания материковой суши юга Дальнего Востока в антропогене, которое постепенно захватывает и морскую окраину материка. Вместе с тем отдельные районы современного побережья продолжают испытывать тектоническое погружение, вероятно, в связи с прогибанием сопредельных морских впадин. Во многих случаях в воздымание вовлекается и зона прибрежного (внутреннего) шельфа, но эти движения зафиксировать очень трудно из-за осложняющего влияния послеледниковой морской трансгрессии. Для внешнего шельфа и подводного материкового склона более характерными в течение всего антропогена были, очевидно, нисходящие тектонические движения.

Развитие континентальной флексуры в условиях контрастных региональных движений земной коры благоприятствовало формированию новых и оживлению старых зон разломов. Многочисленные зоны разломов, простирающиеся параллельно и по нормали к берегу и бровке шельфа, установлены при морских геолого-геофизических работах в Японском и Охотском морях. Широкие (до нескольких километров) зоны дробления, протягивающиеся на десятки километров вдоль современного морского побережья, выявлены Г.И. Худяковым в Южном Приморье, севернее мыса Поворотного и подтверждены в дальнейшем при геологическом дешифрировании космических снимков. Крупные зоны разломов меридионального и субширотного простирания установлены в Северо-Западном Приохотье, Северном Сихотэ-Алине и других районах. Эти разломы, за редким исключением, были заложены еще задолго до антропогена (в верхнем мезозое и кайнозое), но развитие и подновление их продолжалось и в антропогеновое время.

Значительное влияние на формирование рельефа региона оказали гляциоэвстатические трансгрессии и регрессии океана. Они выработали подводную равнину материкового шельфа и приводили к неоднократным палеогеографическим изменениям у восточной окраины континента (Кулаков, 1966, 1973). Менее известна другая сторона их деятельности — изостатические знакопеременные деформации морского дна и прибрежной суши, возникающие в результате изменения мощности слоя воды в морях и океанах в эпохи оледенений и межледниковий.

Амплитуды гляциоэвстатических колебаний были достаточно велики — от нескольких десятков метров до 100–120 м (Марков, Сутова, 1965; Кэррей, 1968; Каплин, 1973; Milliman, Emery, 1968; Bloom a.o., 1974; и др.), и вызываемые или изостатические деформации накладывались на тектонические движения побережий, периодически усиливая или ослабляя их.

Р. Флинт (1963) предполагал, что повышение уровня моря на 100 м вызывает изостатическое опускание морского дна примерно на одну треть этой величины. А. Блум (Bloom, 1967) считает, что изостатическая деформация должна быть пропорциональна мощности слоя воды на данном участке, но что эффект изостаии в пределах глубоководного океани-

ческого дна и на мелководном континентальном шельфе существенно различен. В последнем случае сказывается влияние других факторов (мощность и плотность земной коры окраины материка, конфигурация береговой линии, морфология шельфа и т.д.), что сильно затрудняет выявление изостатических деформаций.

Для континентальной окраины Охотского и Японского морей эффект изостазии пока не может быть подсчитан с достаточной точностью. Использовать для этого, как предлагает А. Блум (Bloom, 1967), данные по сравнительному сопоставлению разрезов антропогенных морских отложений побережий материка и островов в настоящее время нельзя, так как они еще недостаточно изучены и условия формирования морских отложений на сравниваемых участках далеко не адекватны. Можно лишь предполагать, учитывая строение материкового шельфа и подводной окраины континента в целом, что водно-изостатические движения земной коры могли проявиться скорее всего по материковому побережью Японского моря, где шельф узкий, а глубоководная впадина вплотную подходит к подножию материка. Вполне вероятны эти движения также для ряда районов материкового побережья Татарского пролива, Северо-Западного и Северного Приохотья, где имеется более или менее приглубый шельф. И, наконец, изостатические деформации были свойственны, очевидно, для зоны так называемого внешнего шельфа, где глубины достигают 100—200 м и больше.

Значительный интерес представляет вопрос об унаследованности тектонических движений антропогена от движений предшествующих геологических эпох. Установлено (Худяков, 1968, 1972, 1974), что главные черты современной морфоструктуры окраины материковой суши стали формироваться начиная с верхнего мела — нижнего кайнозоя. Очевидно, к этому же времени следует отнести и появление древнего материкового шельфа. Реликты более молодых шельфовых отложений (миоцен-плиоценового возраста) обнаружены, как отмечалось выше, на материковом склоне Южного Приморья, а также известны в прибрежных впадинах Йонил и Кильчху-Мёячхон в Корее и в районе г. Охотска в Северном Приохотье. Следовательно, окраинные моря в границах, близких современным, существовали уже в то время. Особенно это характерно для Японского моря, глубоководная впадина которого прижата к краю материка, а материковый шельф очень узкий. В Охотском море, как предполагают некоторые исследователи (Баранова, Бискэ, 1964; Карташов, 1967), на месте современного шельфа могли существовать изолированные морские бассейны или же морские заливы, глубоко вдающиеся в сушу.

На материковом побережье Татарского пролива в современных береговых обрывах (залив Накатова, бух. Крестовая, бух. Сизиман и др.) в толщах эффузивов кузнецовской свиты (палеоцен-эоценового возраста) встречаются пакки туфогенно-осадочных отложений (туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты и др.), сформировавшихся в прибрежно-морских условиях. Они имеют видимую мощность от 5—20 до 80—100 м и больше, залегают преимущественно на базальтах и андезитах, перекрываются ими и подвергаются интенсивному абразионному разру-

шению в настоящее время. Присутствие прибрежно-морских отложений в толщах вулканитов свидетельствует о сложной геологической истории побережья, тесно связанной с развитием северного участка Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Можно предполагать опускание прибрежной зоны во время накопления прибрежно-морских отложений, затем — воздымание их в период тектоно-вулканической активизации и, наконец, общее тектоническое погружение прибрежной зоны и абразионное разрушение кайнозойских вулканогенно-осадочных образований в антропогеновое время, что объясняется, очевидно, общим затуханием вулканотектонической деятельности к началу антропогена.

Прямая зависимость тектонического режима от активизации вулканической деятельности в пределах того или иного участка отмечалась для многих районов Дальнего Востока. Хорошим примером являются острова Малой Курильской гряды, где общее снижение активности магматических процессов в плейстоцене благоприятствовало созданию обстановки относительной тектонической стабильности с преобладанием погружений и привело к абразионному разрушению островной суши и погружению ее под уровень моря (Худяков, 1964; Кулаков, 1965).

Учитывая довольно высокое гипсометрическое положение кайнозойских морских отложений над современным уровнем моря в береговых обрывах (до 50—100 м и больше), а также отсутствие каких-либо слоев морских антропогеновых трансгрессий (высоких морских террас или морских отложений) по восточному побережью Сихотэ-Алиня, за исключением последней трансгрессии, можно полагать, что к началу антропогена береговая линия располагалась значительно восточнее современной, а в дальнейшем постепенно надвигалась на материк благодаря тектоническому погружению и абразионному разрушению побережья.

Таким образом, процесс становления геоморфологического облика морской окраины материка в антропогене не всегда и не в полной степени является унаследованным от более древних геологических эпох. При сохранении общей "генеральной" тенденции развития — воздымания материковой суши и погружения прилегающих морских впадин — возможно и закономерно, очевидно, сложное развитие зоны сочленения этих крупных морфоструктур Земли.

Изложенные выше материалы показывают, что абразионно-аккумулятивная равнина современного материкового шельфа, сформированная в антропогене под воздействием неоднократных гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий океана (Кулаков, 1966, 1973), является вторичным уровнем базисного выравнивания, наложенным как на доантропогеновый погруженный материковый шельф, так и на базисную субэвразальную поверхность окраины материковой суши. Для Японского моря, где доантропогеновые шельфы разбиты разломами и погружены на значительную глубину, а положение материковой границы морского бассейна в течение антропогена и, вероятно, большей части кайнозоя не изменялось существенным образом, современный материковый шельф является наложенным в основном на доантропогеновые шельфы. Особенно четко это установлено для шельфа Южного Приморья, где, как отмечалось выше, морские шельфовые отложения миоценового и плиоценового

го возраста погружены на значительную глубину и погребены под более молодыми антропогенными осадками.

Материковый шельф Охотского моря имеет более сложное строение. В значительной степени он также является наложенным на более древние (доантропогенные) шельфы — это характерно, вероятно, для шельфа Северного Приохотья и главным образом для обширной зоны внешнего шельфа. По северо-западной окраине Охотского моря шельф наложен на базисную субазральную поверхность выравнивания, существовавшую в переходной зоне от суши к морю и погрузившуюся под уровень морских вод в антропогене.

Абразионно-аккумулятивный уровень современного материкового шельфа завершает генетический ряд шельфов, развивавшихся по окраине континента в условиях длительного тектонического погружения. Этот процесс сейчас достиг максимума, и постепенно начинают преобладать восходящие движения материкового побережья, в которые вовлекается и зона прибрежного (внутреннего) шельфа.

Материковое побережье Охотского и Японского морей является в целом относительно стабильным в тектоническом плане в настоящее время, за исключением отдельных его участков, где движения положительного и отрицательного знака достаточно интенсивны. Стабильность побережья лучше всего подтверждается отсутствием высоких морских террас в его пределах (что доказано детальными геоморфологическими исследованиями последних лет), а также находками в Северо-Западном Приохотье и в Южном Приморье морских отложений предпоследней (верхнеплейстоценовой) морской трансгрессии, которые залегают близ современного уровня моря (на 3—6 м выше него) (Алексеев, Голубева, 1973; Кулаков и др., 1975). Этим материковое побережье отличается от тектонически активных побережий островных дуг, характернейшим элементом которых являются высокие морские террасы антропогенного возраста, возникшие в результате восходящих движений прибрежных морфоструктур и обычно группирующиеся в террасовые ряды высотой до 200—300 м и больше.

В антропогенное время продолжалось унаследованное тектоническое погружение преимущественно подводной окраины континента (связанное с прогибанием прилегающих морских впадин) и общее сводовоглыбовое воздымание материковой суши. Интенсивность, а в ряде случаев и знак тектонических движений в пределах прибрежной суши и значительной части шельфа не оставались неизменными и постоянными в течение антропогена. Представленная схема вертикальных тектонических движений материкового побережья Охотского и Японского морей отражает тектоническое состояние прибрежной суши главным образом для верхнеплейстоценового-голоценового времени и свидетельствует о постепенном и дифференцированном вовлечении в поднятие значительной части прибрежной зоны материка и, возможно, внутреннего шельфа. Эта тенденция будет, очевидно, сохраняться и развиваться в ближайшем геологическом будущем и окажет свое влияние на геологические процессы, протекающие прежде всего в береговой зоне суши и моря и в области мелководного прибрежного шельфа.

Современное материковое побережье Охотского и Японского морей, несмотря на гетерогенность своей морфоструктуры и сложную картину тектонических движений в его пределах, может быть отнесено, в целом, к категории "стабильных" побережий, резко отличающихся от "тектонических" побережий островных дуг (п-ова Камчатки, о. Сахалина, Курильских и Японских островов) по режиму тектонических движений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М.Н., Голубева Л.В.* Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья. — В сб.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., "Наука", 1973.
- Андреева И.Б., Удинцев Г.Б.* Стрoение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на "Витязе". — Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 10.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф.* Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1964.
- Васильев Б.И., Васильевский Н.П.* Открытие морских миоценовых отложений на континентальном склоне залива Петра Великого (Японское море). — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5.
- Васильев Б.И., Маркевич П.В.* О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море). — В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Васильев Б.И., Марков Ю.Д., Царько Е.И., Демидова Т.И.* О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море). — В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Васильковский Н.П.* Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. — Труды Сиб. науч.-иссл. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 13, 1960.
- Васильковский Н.П.* Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г., Павлидис Ю.А., Щербяков Ф.А.* Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР, М., "Наука", 1971.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Карл Б.Я., Моуравова Е.А., Шевалдин Ю.В., Филатьев В.П.* Новые данные о строении земной коры в юго-западной части Японского моря. — В сб.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Картшов И.П.* Рельеф дна Охотского моря и история его формирования. — В кн.: Мезозойская история и строение земной коры Охотского региона. (Труды Геологического ин-та АН СССР, вып. 168). М., "Наука", 1967.
- Кропоткин П.Н., Шахарстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965.
- Кулаков А.П.* Об основных чертах четвертичного рельефообразования островов Курильской гряды. — В сб.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Кулаков А.П.* О влиянии эвстатических колебаний уровня океана и тектонических движений на положение плейстоценовых береговых линий в пределах Охотского и Японского морей. — В сб.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- Кулаков А.П.* Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Кулаков А.П.* Геоморфологическое строение района залива Николая и оз. Мухтель (северо-западное Прихотье). — В сб.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975.

- Кулаков А.П., Назаренко Е.М., Пушкарь В.С. О следах четвертичных морских трансгрессий в Северо-Западном Приохотье. — В сб.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Кулинич Р.Г., Строев П.А., Шевалдин Ю.В., Щаяхметов Р.Б., Ковылин В.М. О строении земной коры в западной части Японского моря. — В сб.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Кулинич Р.Г., Васильев Б.И., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Геолого-геоморфологические 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.
- Кэррей Д. Позднечетвертичная история материковых шельфов США. — В кн.: Четвертичный период США, т. 1. М., "Мир", 1968.
- Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана. — В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М., "Мир", 1966.
- Сажно В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря. — В сб.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры о. Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., "Наука", 1966.
- Сычев П.М. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 22. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
- Худяков Г.И. О морфоструктурной эволюции южной группы Курильских островов. — Тезисы и аннотации докл. на XV науч.-техн. конф. Дальневосточного политехн. ин-та. Владивосток, 1964.
- Худяков Г.И. Некоторые черты морфотектоники южной части Курильской островной дуги. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Худяков Г.И. Четвертичный период. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М., "Наука", 1972.
- Худяков Г.И. Принципиальные основы морфотектонических исследований. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1974.
- Худяков Г.И., Кулаков А.П., Короткий А.М. Морфоструктура и четвертичная тектоника северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В сб.: Тезисы докладов советских ученых к IX конгрессу ИНКВА (Нов. Зеландия, 1973). М., 1973.
- Худяков Г.И., Никонова Р.И. Проблемы поверхностей выравнивания горных стран. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Юнов А.Ю., Тихомиров В.М. Новые данные о геологическом строении Татарского пролива. — Докл. АН СССР, т. 180, 1968.
- Bloom A.L. Pleistocene shorelines: a new test of isostasy. — Bull. Geol. Soc. Amer. 1967, N 12.
- Bloom A.L., Broecker W.S., Chappell M.A., Matthews R.K., Mesolella K.J. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new Th<sup>230</sup>/U<sup>234</sup> dates from the Huon Peninsula, New Guinea. — Quatern. Res., 1974, N 4.
- Milliman J.D., Emery K.O. Sea levels during the past 35000 years. — Science, 1968, v. 162, N 3858.
- Vasilkovsky N.P., Khudjakov G.I., Kulakov A.P. To the origin of the troughs of the Japanese and Okhotsk seas. — The Eleventh Pacif. Sci. Congr. Proc. v. 10. Tokyo, 1966.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МАТЕРИКОВОГО ЯПОНСКОГО ШЕЛЬФА В ВЕРХНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Как известно, на развитие рельефа береговой зоны Приморья существует две точки зрения. Согласно первой из них, в рельефе береговой зоны зафиксированы следы нескольких трансгрессий Японского моря на фоне общего воздымания суши (Власов, 1957; Ганешин, 1957; Медведев и др., 1961; и др.), прерывистого падения уровня моря в течение плейстоцена (Крапивнер, 1975) или поднятия одних блоков и погружения других (Денисов, 1965). Сторонники второй точки зрения считают, что плейстоценовый рельеф береговой зоны Приморья формировался за счет медленного погружения побережья на фоне неоднократных мощных гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана с максимальным подъемом в голоцене (Худяков и др., 1972; Берсенов, 1963). Почти все исследователи признают современный (верхнеголоценовый) возраст абразионных и аккумулятивных форм береговой зоны Приморья. Их возникновение связывают обычно с подъемом уровня Японского моря в ходе послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии, которая сопровождалась ингрессией морских вод в речные долины, интенсивной абразией континента и возникновением прибрежных аккумулятивных равнин (Медведев и др., 1961; Денисов, 1965; Худяков и др., 1972).

Изучение аккумулятивных прибрежно-морских форм, расположенных на современном уровне Японского моря и сопоставляемых с камчатской цикловой линией (Чемяков, 1961), показало их голоценовый возраст. Более древние аккумулятивные формы до сих пор были изучены только на мелководном рельефе (данные К.В. Яблокова, Г.А. Евсеева, И.Г. Шагельдяна; Короткий, 1975).

Детальная геоморфологическая съемка прибрежной зоны Приморья позволила выявить несколько участков с морскими осадками, которые приурочены к более высокому геоморфологическому уровню (6–10 м), чем береговая линия фландрской среднеголоценовой трансгрессии (3–4 м). Одно из таких местонахождений изучено автором в нижнем течении р. Виноградной на расстоянии 12 км от современного берега Японского моря. Здесь в разрезе 6–8-метровой террасы последовательно сверху вниз вскрыты континентальные покровные и аллювиальные суглинки (мощностью до 5 м), торфяник (мощностью до 1,5 м), переходящий вниз по разрезу без следов видимого перерыва в темно-серые алевриты с остатками водных растений, видимой мощностью до 1,5–2 м. Лагунный генезис пачки алевритов доказывается присутствием фораминифер (*Jadammina macrescens* Brady, по определению Т.С. Троицкой) и раковин моллюсков, отнесенных Т.Г. Калишевич к семейству *Hydrobiidae*. Обнаруженный в том слое комплекс диатомей (31 форма), по заключению Е.И. Царько, содержит более половины морских (*Navicula glacialis* Cl., *Syrirella fastuosa* Ehr., *Nitschia granulata* Grun.), солоноводно-морских (*Cocconeis*

scutellum Ehr., *Achnanthes orevipes* Aq. и др.) и солоноводных (*Nitschia punctata* var. *coarctata* Grun., *Rhopaloida gibberula* var. *protracta* Grun.) форм сочетаний с пресноводными, горными и североальпийскими видами. Такой комплекс диатомей отвечает режиму осадконакопления в приустьевой лагуне (Троицкая и др., 1971; Пушкарь, Короткий, 1975). Накопление этой пачки осадков относится к середине позднего плейстоцена, на что указывает как структура спорово-пыльцевого комплекса, так и абсолютный возраст торфяника, крошащего лагунные илы, установленный по данным М.П. Алексеева и Л.В. Голубевой (1973) в интервале 41 000–46 000 лет. Время накопления осадков этого разреза хорошо сопоставляется по абсолютному возрасту с воронцовской трансгрессией Аляски. Однако полученный из лагунных отложений весьма холодный спорово-пыльцевой комплекс противоречит известной концепции о соответствии максимума трансгрессий климатическим оптимумам. Этот случай требует своего объяснения.

Осадки лагунного облика (алеuritы с ядрами плохосохранившихся пелиципод) вскрываются в разрезе 6–8-метровой террасы в устье р. Зеркальной. Здесь же к высокой террасе прислоняется среднеголоценовая лагунная терраса высотой 2–3 м над уровнем моря, что позволяет предположительно отнести эту пачку лагунных осадков к позднему плейстоцену. Галечники, сходные по своим текстурнолитологическим признакам с прибрежно-морскими отложениями, описаны автором на севере Приморья в разрезе 6–8-метровой террасы, близ оз. Духовского и в устье р. Самарги. В последнем случае накопление гравийников и галечников, исключительно однообразных по своему вещественному составу и отличающихся почти идеальной окатанностью, отнесено по результатам спорово-пыльцевого анализа (заключение Л.Р. Карауловой) к одной из теплых фаз позднего плейстоцена.

Таким образом, имеются немногие прямые доказательства влияния на рельеф береговой зоны верхнеплейстоценовой трансгрессии Японского моря, приведшей к формированию 6–10-метровой цикловой (?) террасы. В силу значительной амплитуды этой трансгрессии, вероятно, необходимо пересмотреть вопрос о времени возникновения и роли древней трансгрессии в становлении абразионно-денудационного и рiasового типов берегов в северо-западном секторе Японского моря.

Среди абразионно-денудационных берегов Приморья выделяются два морфологических типа. Первому ("юному") типу соответствуют участки берегов с хорошо выраженными абразионными уступами, слабо затронутыми процессами денудации в верхней части склона. Хорошая сохранность клифов обычно объяснялась в таких случаях высокой механической прочностью пород, слагающих уступы (Медведев и др., 1961; Лымарев, 1966; Медведев, 1971). В процессе геоморфологической съемки побережья нами была установлена приуроченность таких форм к разным типам пород, в том числе и к корам выветривания. Отмечено совпадение хорошо сохранившихся клифов с участками побережья, подверженных активной абразии и в настоящее время.

Второму ("зрелому") морфологическому типу соответствуют: а) абразионно-денудационные берега с молодым клифом в нижней части склона и 190

хорошо выработанной денудационной плоскостью в верхней части склона; б) полностью денудированные абразионно-денудационные уступы, превратившиеся в регрессивно-вогнутые склоны. Такие уступы развиты как на открытых волновому воздействию побережьях, так и в бухтах полузакрытого и закрытого типа. На открытых побережьях "зрелые" уступы имеют значительную высоту (до 300 м) и выработаны чаще в прочных породах, особенно в нижней части склонов (м. Оларовского, Красная скала). Подобный тип уступов большинство исследователей относили к голоцену, считая, что они возникли в конечную фазу фландрской трансгрессии. Зрелость уступов объяснялась их положением в полузакрытых акваториях, где, по прекращении абразии, денудационные процессы в условиях влажного и достаточно теплого климата Приморья быстро изменили морфологический облик клифа (Медведев, 1971; Лымарев, 1966; Арчиков, 1970).

Изучение таких сильно измененных берегов на участках открытого взморья, в закрытых и полузакрытых акваториях показало следующее.

Результаты абразии в закрытых и полузакрытых бухтах, где имеются хорошо выраженные абразионные дуги, настолько завуалированы процессами денудации, что к абразионным такие уступы относят лишь потому, что рядом расположена современная береговая линия. По сути дела клиф на этих участках побережья полностью сnivelирован. Такие абразионно-денудационные уступы выработаны как в сильно выветрелых, так и в достаточно прочных породах. Морские голоценовые аккумулятивные формы прислоняются к клифам лишь в краевых частях абразионных дуг. В центральной части бухт наблюдаются случаи подрезания морем крупных конусов выноса и мощных делювиальных шлейфов. При детальном исследовании низкой морской террасы была выявлена разновозрастность конусов выноса прибрежной зоны. Наиболее молодые из них, сопряженные с участками малоизмененного клифа и широко распространенные в южном Приморье, являются, как правило, маломощными (до 4 м) и наложенными на голоценовые пляжевые и лагунные осадки (Арчиков, 1970; Медведев, 1971; Короткий, 1972).

Крупные и значительные по мощности конусы выноса (до 10–12 м) отмечаются на участках "зрелых" абразионно-денудационных уступов, обычно расчлененных системой крупных логов. Возраст конусов выноса оказался либо нижнеголоценовым, либо верхнечетвертичным. Современные (голоценовые) формы морского генезиса прислоняются к таким конусам выноса. Из осадков кровли крупного конуса выноса, сопряженного с логом 3-го порядка, в одной из бухт зал. Петра Великого получен спорово-пыльцевой спектр с преобладанием мелколиственных растений: *Alnus* (17,6%), *Betula manshurica* (6,9%), *B. dahurica* при явном преобладании фригидных форм (*B. sp.* — 15,6%, *Alnaster* — 10,3%, кустарниковая — 3,6%, *B. exilis* — 2%) и участием темнохвойных сосен и широколиственных пород. Такой спектр, по заключению Л.П. Карауловой, характерен для одной из климатических фаз позднего плейстоцена или раннего голоцена. Низкая морская терраса, прислоненная к этому конусу выноса, охарактеризована, по заключению Л.П. Карауловой, типичным для верхнего голоцена спорово-пыльцевым комплексом

с преобладанием *Pinus koraiensis* (28—32,6%), при участии *Juglans*, *Carpinus*, *Ulmus*. Таким образом, очевидна разновозрастность конуса выноса и прислоненной к нему низкой морской террасы.

Возникновение абразионного уступа, позднее расчлененного системой логов и значительно сnivelированного процессами склоновой денудации, связывается нами с одной из верхнечетвертичных морских трансгрессий. Следы этих трансгрессий зафиксированы наиболее отчетливо в осадках мелководного шельфа и приустьевых локальных террас, хорошо выраженных в долинах малых рек (Короткий, 1972). Отложения, отнесенные нами к первой верхнечетвертичной (казанцевской) трансгрессии, вскрыты серией скважин, пробуренных в бухте Золотой Рог. Морская пачка осадков в одной из скважин (1005) в интервале 14—18 м представлена плотными темно-серыми глинами со слоем ракушняка в основании (обломки *Ostrea*, по заключению Г.А. Евсеева) и водорослевого торфа в кровле. Спорово-пыльцевой комплекс, полученный из этой пачки, весьма сходен со спектром из основания разреза 6—8-метровой террасы р. Болотного (Короткий, Караулова, 1975). В нем, по заключению Л.П. Карауловой, отмечается преобладание пыльцы широколиственных пород (*Quercus* — до 40%, *Juglans* — до 3%, *Carpinus* — до 1,5%, *Tilia* — до 3%, единично — *Fagus*, *Phellodendron*, *Syringa*) в сочетании с мелколиственными (*Betula* sect. *Albae*—4%, *B.* sect. *costatae* — до 1,5%, *Alnus* — до 4%) и хвойными (*Pinus* n/p *Diploxylon* — до 20%, *P. koraiensis* — до 6%). Пыльца темнохвойных пород встречена в морских отложениях только единично и обильно появляется в слое торфа. Абсолютный возраст пачки торфа, вскрытой в кровле морского верхнеплейстоценового разреза, по заключению О.Б. Парунина и Т.А. Тимашковой, составляет 29000 ± 250 лет (МГУ—325).

Вопреки абсолютной датировке, на данной стадии изучения плейстоцена мы рассматриваем эту трансгрессию как ресс-вюрмскую (казанцевскую), а не как средневюрмскую (каргинскую). Дело в том, что и по данным спорово-пыльцевого анализа, и по результатам изучения фораминифер климатический режим в момент накопления осадков был теплее современного. По мнению Т.С. Троицкой, встреченные здесь относительно тепловодные фораминиферы *Elphidium kusiroense* и *E. etigoense* обычны для шельфа Японских островов и весьма редки на современном западном шельфе Японского моря. Для каргинского межстадиала столь теплый, как в разрезе скв. 1005, комплекс микрофауны и спорово-пыльцевые спектры, обильно насыщенные пыльцой широколиственных и древних сосен, также пока неизвестны. Однако не исключена переоценка возраста морских слоев в бухте Золотой Рог при более детальной разработке климатостратиграфии осадков каргинского времени.

Изучение разрезов 8—10-метровой локальной террасы небольших южноприморских рек, впадающих в Японское море, показало, что накопление осадков основания террасы происходило в устьях рек, подтопленных морем. Так, в основании 8—10-метровой террасы р. Болотного вскрываются аллювиально (?) -лагунные осадки, время аккумуляции которых по результатам спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализа (СОАН-279, 50000 лет, заключение Л.В. Фирсова) сопоставляется с нача-

лом верхнего плейстоцена. На близкое положение уровня Японского моря в момент накопления этой пачки осадков указывает смешанный комплекс диатомей. По заключению Е.И. Царько, в нем при общем преобладании пресноводных форм содержится около 10–15% морских и лагунных диатомей, таких как *Navicula peregrina* (Ehr.) Kütz., *Rhopalodia gibberula* var. *vanheurckii* O. Mull.

Второй важный вывод, следующий из вышеизложенного, показывает, что рiasовые берега в основных своих контурах сформировались по крайней мере в начале верхнего плейстоцена, когда даже в таких полузакрытых акваториях, как бухты Золотой Рог, Патрокл, пролив Стрелок, сформировались лагунные осадки значительной мощности (в бухте Золотой Рог, по данным И.Г. Шахельдяна, до 30 м).

Признаки второй верхнечетвертичной трансгрессии Японского моря, совпавшей по времени с каргинским интерстадиалом, менее достоверны. К числу таких признаков относится четко выраженное 2-членное строение 3–5-метровой каргинской локальной террасы в низкопорядковых долинах прибрежной зоны: фазе поднятия уровня моря соответствует вскрываемая в основании пачка аллювиально (?) лагунных отложений, фазе эрозионного расчленения прибрежно-морской равнины в период регрессии — маломощная пачка грубообломочного аллювия. Такие береговые разрезы изучены нами на п-ове Трудном в устье р. Болотного (3–5-метровая терраса) и в долине р. Овражного (бухта Неприметная). В последнем случае аллювиально (?) лагунные слои содержат обломки панцирей морских диатомей и целые экземпляры солонатоводных форм (*Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Mull. Структура спорово-пыльцевых комплексов из основания 3–5-метровой террасы в устьях рек Болотного и Овражного позволила отнести накопление этих осадков к каргинскому межстадиалу (Короткий, Караулова, 1975). В соответствии с этим заключением находится абсолютная датировка по  $C^{14}$ , полученная для основания террасы р. Овражного ( $30\ 030 \pm 370$  лет, СОАН-627).

При бурении на мелководном шельфе бухты Неприметной в интервале 15–20 м ниже уровня моря были вскрыты лагунные и прибрежно-морские осадки (данные К.В. Яблокова), аналогичные по возрасту отложениям в долине р. Овражного. Субаквальные аллювиально-лагунные отложения, отнесенные по результатам спорово-пыльцевого анализа к каргинскому интерстадиалу, вскрыты также на мелководном шельфе в устье р. Киевки (–15 м), в устье р. Козина (–8–13 м), в бухте Врангеля (–15 м). Осадки здесь накапливались в приустьевых лагунах, где на формировании диатомовой флоры сказывалось сильное осолоняющее влияние вод Японского моря. Так, в осадках (интервал – 13–8 м) приустьевой лагуны р. Козина (зал. Восток) отмечены такие неритические и бентические виды, как *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl., *D. suborbicularis* (Creg.) Cl., *Achnantes brevipes* Ag., *Thalassionema nit-zschoides* Grun., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Coscinodiscus lacustris* (Троицкая и др., 1971; Пушкарь, Короткий, 1975). Их появление в составе диатомовой флоры явно связано с осолонением приустьевой лагуны.

Можно предположить, что полученные цифры (15–20 м ниже современного уровня моря) близки к максимальным для каргинской трансгрессии Японского моря, тем более что они хорошо сопоставляются с уровнем Мирового океана в интервале 32–28 тыс. лет. (Каррей, 1968; Milliman, Emery, 1968).

Сближение максимальных уровней позднечетвертичных и голоценовой трансгрессий привело к практически полному уничтожению казанцевских и каргинских морских осадков. Этому способствовало сильнейшее эрозионное расчленение мелководного шельфа во время поздне-юрмской регрессии Мирового океана.

Косвенные следы верхнечетвертичных трансгрессий Японского моря отмечаются и на открытом побережье Юго-Восточного и Восточного Приморья, где темпы голоценовой абразии были более интенсивными, чем в полузакрытых и закрытых акваториях. Здесь следами этого уровня, по нашему мнению, является абразионная платформа, хорошо выраженная в рельефе мелководного шельфа, где с ней на глубинах 15–25 м сопряжены реликты древних аккумулятивных форм. По предположению В.С. Медведева (1961), в пределах южноприморского риасового берега этому погруженному уровню соответствует остановка уровня моря около 5–6 тыс. лет назад. Правомерность такого предположения очевидна, так как на шельфе наиболее хорошо сохранились формы последней трансгрессии.

Однако можно допустить, что в ходе голоценовой трансгрессии аккумулятивные формы наиболее активно возникали в пределах обширной древней абразионной платформы. Этому предположению отвечает отношение разновозрастных морских слоев в разрезе 20–25-метровой погруженной террасы у м. Разградского (устье р. Киевки). Здесь ниже песчано-галечных отложений голоцена (мощностью до 1 м) вскрыты осадки мелководной лагуны (алевриты, глинистые пески мощностью до 3–4 м) с типичными для таких экологических обстановок, по заключению Т.С. Троицкой, фораминиферами *Lituola parva*, *Jadammina macrescens*, *Reophax diffligilormi* s. Ниже морских осадков в этом разрезе вскрыты аллювиально-болотные торфянистые алевриты и глины с остатками харовых водорослей. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из этих трех пачек осадков в верхней части разреза, соответствуют одной из климатических фаз бореала, а ниже наблюдаются спектры, соответствующие березово-широколиственным лесам со значительной примесью сосен и темнохвойных. Изменение структуры спектра нетипично для голоцена, а скорее отвечает одной из климатических фаз верхнего плейстоцена. Описанная последовательность разновозрастных морских слоев, образующих аккумулятивный чехол древней абразионной платформы, предполагает срезание в раннем голоцене верхнеплейстоценовых прибрежно-морских отложений.

На таких участках побережья, где хорошо выражена 20-метровая абразионная платформа, в строении абразионно-денудационного склона отмечаются следующие особенности.

1. Современная абразионная платформа обычно имеет незначительную ширину и сочленяется с хорошо выраженным клифом высотой до 30–40 м.

2. Денудационная часть уступа высотой до 150–200 м имеет четкий пегриб на границу с молодым клиффом, что создает впечатление подработки морем на последнем этапе голоценовой трансгрессии древнего абразионно-денудационного уступа.

3. Побережье в таких местах расчленено крупными логами, в которых обычно хорошо выражена серия локальных террас с прогрессивно увеличивающейся крутизной продольных профилей от более древних террас к более молодым, причем голоценовый возраст имеет только наиболее низкая терраса. Более высокие террасы имеют верхнечетвертичный возраст (Короткий, Караулов, 1975). Спорово-пыльцевые спектры, полученные из осадков этой террасы, также соответствуют каргинскому интерстадиалу. Наблюдающиеся в устьях логов небольшие конусы выноса не соответствуют по своему объему масштабу эрозионного расчленения абразионно-денудационного уступа. Эти косвенные признаки позволяют предположить, что на таких участках побережья сохранились реликты верхнечетвертичного абразионного уступа, частично переработанного морем в голоцене.

Оценка баланса рыхлого материала на восточноприморском шельфе может служить одним из косвенных признаков длительности становления материковой ступени и многократного повторения трансгрессий и регрессий Японского моря в позднем плейстоцене-голоцене.

Изучение голоценовых морских отложений на участках интенсивной абразии в прибрежной зоне Приморья показало явное несоответствие между объемами рыхлого материала, поступившего в волноприбойную зону в результате абразии и накопившегося в волноприбойной зоне и на подводном склоне. Так, для юго-восточного Приморья, где темпы абразии побережья в голоцене были наиболее активны, на каждый погонный километр берега поступало в среднем, по нашим расчетам,  $3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$  твердого материала, а суммарный объем осадков на этом же участке побережья составляет только  $15 \cdot 10^2 \text{ м}^3$ . Практически в пределах волноприбойной зоны и мелководного шельфа накопилось лишь 5% наносов из общей массы продуктов абразии. Если же учесть, что часть обломочного материала на мелководном шельфе поступила с выносами рек, то эту цифру еще следует уменьшить.

Объяснить столь малый коэффициент аккумуляции продуктов абразии вдольбереговым перемещением наносов вряд ли возможно. Во-первых, в этом районе отсутствуют протяженные потоки наносов из-за особенностей морфологии мелководного шельфа (Медведев и др., 1961; Короткий, 1972). Во-вторых, площадь аккумулятивных участков на побережье незначительна и несопоставима с объемами абрадируемых продуктов, даже для вершин крупных бухт, где отмечалась наиболее активная в голоцене аккумуляция прибрежноморских осадков. Остается предположить, что почти весь объем рыхлого материала, поступивший в волноприбойную зону на последнем этапе послеледниковой (фландрской) трансгрессии, был удален на большие глубины (свыше 20 м). Однако изучение разрезов на мелководном шельфе и в пределах более глубоких ступеней показало, что здесь мощности рыхлых осадков невелики (8–10 м). В устьях крупных рек, где мощность морского голоцена превышает 45 м, их распределение

по возрастным интервалам соответствует темпам фландрской трансгрессии. Да и накопление осадков происходило в основном не за счет продуктов абразии, а благодаря поступлению в лагуны тонкозернистого аллювиального материала.

Остается допустить чрезвычайно быстрый уход материала, в основном весьма грубого, на глубины свыше 50 м. Механизм перемещения материала не имеет достаточно четкого объяснения при одноактовой максимальной трансгрессии Японского моря в голоцене. Почти полное перемещение продуктов абразии в глубоководную часть шельфа можно допустить, если предположить, что становление шельфовой ступени, в том числе и ее мелководной части, происходило при неоднократных трансгрессиях и регрессиях Японского моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М.Н., Голубева Л.В.* Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья. — В сб.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., "Наука", 1973.
- Арчиков Е.И.* Влияние склоновых процессов на развитие берегов закрытых и полужакрытых бухт дальневосточных морей. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970.
- Берсенева И.И.* Основные черты тектоники Приморского края. — В сб.: Геология и металлогения Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Власов Г.М.* Движение береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время. — В сб.: Вопросы географии Дальнего Востока, вып. 3. Хабаровск, 1957.
- Ганешин Г.С.* Геоморфология Приморья. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 4. М., Госгеоиздат, 1957.
- Денисов Е.П.* Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, Дальневосточное книжное издательство, 1965.
- Каррей Дж.* Позднечетвертичная история материковых шельфов в США. — В кн.: Четвертичный период в США, т. 1. М., "Мир", 1968.
- Короткий А.М.* Геоморфологические аспекты россыпеобразования в прибрежной зоне Южного Приморья. — В сб.: Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972.
- Короткий А.М.* Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на его шельфе (северо-западный сектор). — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Короткий А.М., Караулова Л.П.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. — В сб.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Крапивнер Р.Б.* К вопросу о колебаниях уровня Японского моря в четвертичное время. — В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Лымаев В.Н.* Некоторые данные по геоморфологии и вертикальным движениям берегов Уссурийского залива в Японском море. — В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, "Валгус", 1966.
- Медведев В.С.* Берега Южного Приморья. — В кн.: Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей. М., "Наука", 1971.
- Медведев В.С., Дологов Ю.С., Щербаков А.Ф.* Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XLVIII. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Пушкарь В.С., Короткий А.М.* Палеогеографические условия осадконакопления в голоценовой лагуне залива Восток (на примере изучения диатомей). — В сб.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.

- Троицкая Т.С., Короткий А.М., Караулова Л.П., Царько Е.И. Новые данные о послеледниковой трансгрессии на западном побережье Японского моря. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2.
- Худяков Г.И., Денисов Е.П., Короткий А.М., Кулаков А.П., Никонова Р.И., Чернобровкина Е.И. История развития рельефа. — В кн.: Юг Дальнего Востока. М., "Наука", 1972.
- Чемехов Ю.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана. — В сб.: Морские берега. (Труды Ин-та геологии АН ЭССР, т. VIII). Таллин, 1961.
- Milliman J.D., Emery K.O. Sea levels during the past 35000 years. — Science, 1968, v. 162, N 3858.

П.А. Каплин, В.И. Курсалова, Н.С. Соколова, А.И. Шлюкова

### ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ШЕЛЬФА И ПОБЕРЕЖЬЯ ПРИМОРЬЯ

Плейстоценовая история шельфа и побережья Приморья с трудом поддается расшифровке. Обычно много данных об эволюции побережий исследователи получают при изучении поднятых морских четвертичных террас. Однако в Приморье, видимо, таких террас в плейстоцене не образовывалось. Наши исследования подтверждают вывод А.П. Кулакова (1973) о том, что на материковом побережье Японского моря высокие морские террасы не прослеживаются. Более того, существование на низком гипсометрическом уровне достаточно древних, неразмытых, а лишь подрезанных волнами с фронтальной стороны аллювиальных и пролювиально-делювиальных террас является хорошим свидетельством того, что в плейстоцене море не проникало в пределы суши.

На шельфе морские (более древние, чем голоцен) отложения также развиты плохо (Короткий, 1975; Кулаков, 1975). Некоторые исследователи (Шахильдян и др., 1975), учитывая отсутствие морских отложений плейстоцена, считают, что шельф Приморья до голоцена развивался в континентальных условиях. Однако отсутствие морских плейстоценовых отложений ниже современной береговой линии закономерно<sup>1</sup> и обусловлено неоднократными трансгрессиями и регрессиями, проходившими через верхнюю часть шельфа и каждый раз уничтожавшими предшествующие толщи отложений. Последняя трансгрессия протекала в голоцене, поэтому голоценовые морские отложения на побережье Приморья представлены достаточно полно. Более древние морские осадки могли сохраниться только в полностью закрытых бухтах или в исключительно благоприятных условиях.

Наиболее древними морскими отложениями шельфа Приморья являются глины, суглинки и пески, вскрытые на глубине 14–18 м от современного нуля глубин в закрытой от волн бухте Золотой Рог (Алешинская и

<sup>1</sup> См. статью П.А. Каплина в настоящем сборнике. — Ред.

др., 1975; Короткий и Караулова, 1975). Глинистые отложения в этой толще вверх по разрезу закономерно сменяются суглинками и пескам. Толща обогащена аутигенными минералами, преимущественно пиритом, биогенным арагонитом, рассеянным органическим веществом. Присутствие в низах толщи бентосных форм фораминифер (*Nonion sublitoralis*, *Cibicides lobatulus*) характерных для глубин 20–40 м, обломки раковин *Ostrea* вместе с литологическим составом свидетельствуют о морском генезисе осадков, образовавшихся в условиях регрессии моря. Вероятно, в период отложения нижних горизонтов уровень моря был несколько выше современного. Спорово-пыльцевые спектры лесного типа, среди которых доминирует пыльца широколиственных пород, говорят о господстве в период трансгрессии теплого и влажного климата. Уровень моря во время отложений верхней части толщи осадков снижался и достиг отметок –14 м по отношению к современному урезу. В рассматриваемой скважине морские отложения вверх по разрезу переходят в комплекс береговых осадков. Этот горизонт, мощностью до 1,5–2 м, представлен серой супесью с ржавыми примазками, темноцветными включениями и углистыми прослоями. По данным радиоуглеродного анализа, его формирование происходило  $29000 \pm 250$  лет назад (МГУ–325). Нижележащие морские отложения, таким образом, следует относить к средневюрмскому или эмскому потеплению.

Минералогический состав береговых отложений включает в основном устойчивые минералы, обломки сростков пород. Преобладают аутигенные компоненты, представленные глинистыми стяжениями, сульфиды практически отсутствуют, за исключением единичных зерен. Терригенная часть содержит чаще всего турмалин, ильменит.

Геохимическая характеристика этих отложений непостоянна. Если в их нижней части (7,3–6,00 м) отмечается незначительное количество  $\text{CO}_2$  карбонатов (от 0 до 0,75%), минимальное количество подвижного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , что свидетельствует о сокращении их выноса, то в верхней части (5,8–6,00 м) количество  $\text{CO}_2$  увеличивается до 9%, хотя количество  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  также незначительно (0,11%), но содержание воднорастворимых солей максимально по разрезу – 1,862%, указывающих на повышенную соленость водоема.

По данным спорово-пыльцевого анализа, береговые отложения также можно разделить на две части. В нижней (7,30–8,90 м от поверхности дна), хотя и незначительно, преобладает пыльца древесной растительности (46%), принадлежащей в основном березе, лиственнице, пихте, ели, кедру, сосне и др. Пыльцевые зерна термофильных широколиственных пород единичны (дуб, вяз). Среди пыльцы травянистых растений много зерен полыни (29%) и осоки (24%). Споры представлены главным образом микрофоссилиями сфагновых мхов (77%). На глубине 6,90–6,00 м количество пыльцы трав увеличивается. Среди древесных доминирует пыльца березы (42%), кедра (22%) и сосны (15%). Причем береза представлена в основном кустарничковыми видами (35%).

Спорово-пыльцевой спектр верхней части резко отличается по составу пыльцы от нижней. Содержание пыльцы древесных растений достигает здесь 90% и помимо зерен ели (80%) и пихты (11%), включает пыльцу

дуба и лещины. В группе пыльцы травянистых растений господствуют микрофоссилии *Ericales*, *Artemisia* и *Compositae*. Споры единичны.

Анализируя приведенные выше данные, можно сделать вывод, что формирование древнего берегового уровня происходило в сложных климатических условиях. В начальной стадии значительное сокращение лесов, увеличение площадей, занятых сфагновыми и травянистыми болотами, и дальнейшая смена их кустарниковыми и ерниковыми зарослями свидетельствуют о нарастании сухости и, возможно, похолодания климата, что, несомненно, затрудняло вынос органического вещества и  $Fe_2O_3$ . Завершающий этап отмечается развитием таежной растительности с примесью широколиственных пород, возможным при увеличении влажности климата и, очевидно, его потепления. Вероятно, формирование его происходило в лагунных условиях с повышением солености воды.

В пределах открытой части шельфа Приморья также были обнаружены древние прибрежно-морские отложения. Они представлены захороненными под современными осадками реликтовыми лагунно-баровыми комплексами. В результате работ, проведенных с вибропоршневой трубкой, удалось выделить три таких разновозрастных комплекса (Внучков и др., 1975; Внучков и др., 1976). Лагунно-баровые береговые комплексы представляют собой линейно-вытянутые вдоль берега линзы илов, алевроитов с остатками растительного материала, а иногда и прослоями торфяников, перекрытые грубозернистыми песками, гравием и галькой. На шельфе Приморья от мыса Поворотного до бухты Рудной прослежено три таких комплекса: на глубинах 70–50 м в северных районах и 39–45 м в южных; на глубинах от 40–42 м на севере и до 20–24 м на юге, и от 21–30 м на севере и до 10–13 м на юге. Изменение гипсометрического уровня всех трех древних береговых линий, видимо, следует связывать с неравномерными тектоническими движениями на севере и юге Приморья.

Отложения наиболее низко расположенного первого лагунно-барового комплекса были проанализированы А.М. Коротким и Л.П. Карауловой (1975). Они отмечают, что в отложениях преобладает пыльца мелколиственных пород в сочетании с пылью хвойных и единично широколиственных, встречено много диатомей, из которых 17 форм — морские, солоноватоводные и пресноводно-солоноватые. Названные авторы относят эти прибрежно-морские отложения к концу позднеледниковья. К сожалению, непосредственных абсолютных датировок по первому лагунно-баровому комплексу не получено. Возможно, что он формировался в период оледенения раннего вюрма. Вторая береговая линия была датирована по вытяжке гуминовых кислот из лагунных отложений. Было получено три радиоуглеродные даты:  $\geq 42000$ ;  $\geq 38000$  и  $26740 \pm 400$  лет назад. Датировки свидетельствуют о верхнелейстоценовом возрасте второй береговой линии, возможно, она синхронна или даже древнее береговой линии, обнаруженной в бухте Золотой Рог.

По данным А.М. Короткого и Л.П. Карауловой (1975), отложения второго лагунного комплекса (эти авторы относят их к голоцену, границе пребореала и бореала) содержат пыльцу широколиственных пород (*Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*), а также березы, количество которой уменьшается вверх по разрезу.

Наиболее молодая береговая линия прослежена нами в бухте Рудная на глубинах 15–20 м, где в 1–3 м от поверхности дна отмечен комплекс лагунных отложений мощностью от 5 до 7 м, перекрывающихся серией современных морских осадков. Погребенная береговая толща включает два горизонта: нижний представлен тонкосерыми илами с включением мелкого гравия и детрита, мощностью 2 м; он постепенно переходит в верхний гравийно-галечный горизонт с заполнителем из серого крупнозернистого песка, с включением большого количества битой ракуши. Его мощность достигает 3 м. Формирование этой толщи, по данным радиоуглеродного анализа (вытяжка гумуса из нижнего горизонта), началось около 10,5 тыс. лет тому назад.

Минералогический состав реликтовых лагунных отложений весьма однороден. Значительная часть минералов тяжелой фракции приходится на эпидот (24–30%). Устойчивые минералы составляют 4–8%, и присутствие их связано с размытием нижележащей толщи, предшествующим накоплению лагунных отложений. Одной из особенностей этих осадков является большое количество новообразованных минералов, в основном окислов Fe и Mn (до 43–95%). Минералы имеют крайне выветрелый облик, форма зерна угловатая, зерна покрыты пилитоморфной присыпкой.

По данным спорово-пыльцевого анализа, в нижней части лагунных отложений доминирует пыльца древесных пород, из которой большая часть приходится на пыльцу широколиственных растений, в основном дуба (23%), и мелколиственных растений — березы. Содержание пыльцы хвойных незначительно (сосны 1–5%, ели 6–7%, пихты 2%). Причем количество пыльцы широколиственных пород вверх по разрезу увеличивается до 47% за счет уменьшения пыльцы мелколиственных от 41 до 34%. В верхней части, представленной песками с обилием раковин морских моллюсков, фиксируется большое количество пыльцы сосны (27%), которая ранее почти отсутствовала. Увеличивается также содержание ели до 17%. При этом в два раза сокращается сумма пыльцы мелколиственных пород и уменьшается количество пыльцы дуба (до 22%), но в составе лесной растительности возрастает роль корейского кедра.

Нижняя часть лагунных отложений, представленная тонкими илами, включает остатки крупных хитиноподобных члеников рачков. Вышележащие отложения содержат комплекс морских моллюсков, состоящий из *Natica* (*Tectonatica*) *janthostoma*, *Gomphina* (*Liocyma*) *fluctosa*, *Diplodonta semiasperoides*, *Macota* sp. Здесь же С.П. Плетневым был найден интересный комплекс бентосных фораминифер, который включает 12 видов. Среди них преобладают *Cribolephidium frigidum*, *Cibicides lobatulus*, *Buliminella elegantissima*, *Elphidium* sp. Сравнение данного комплекса с современным показывает, что накопление осадка шло в довольно мелководных морских условиях (10–15 м). Комплекс фораминифер, собранный из верхней части горизонта, резко отличается от предыдущего количеством экземпляров и разнообразием видов. Здесь появляются глубоководные формы рода *Cassandra*, а также планктонные виды *Globigerina bulboides*, *G. quinqueloba*.

Исходя из изложенного аналитического материала, можно сделать вывод, что третий реликтовый береговой уровень формировался в теплое

время, о чем свидетельствует распространение дубовых лесов в сочетании с березой. Увеличение влажности способствовало смене их хвойно-широколиственными (кедрово-дубовыми). Сравнительно быстро поднявшийся уровень моря, о чем свидетельствует появление глубоководных фораминифер, сменил мелководные застойные условия водоема на прибрежные. В результате тонкие лагунные отложения были замещены более грубыми песками с гравием и фауной морских моллюсков, указывающих на увеличение глубин.

Наиболее молодые голоценовые отложения слагают аккумулятивные террасы в вершинах многих бухт Приморья. Их позраст, по нашим радиоуглеродным определениям и определениям радиоуглеродной лаборатории Сибирского отделения АН СССР, от 7 до 2,5 тыс. лет назад, (Короткий и Караулова, 1975). В зависимости от конкретных условий террасы в вершинах бухт Приморья имеют различное морфологическое строение. Чаще всего это серии береговых валов или бары, отчленяющие лагуны или пониженные пространства, представляющие собой высохшие и заполненные осадками бывшие лагуны. Примером такой формы может служить низкая терраса в вершине залива Америка.

Низкая терраса здесь представляет собой выровненную местами заболоченную поверхность. С материковой стороны во многих местах она ограничена останцами типичных абразионных уступов. Со стороны бухты террасу ограничивает береговой вал. Высота террасы составляет 1–2 м над уровнем моря, а высота берегового вала 3–4 м. По геоморфологическим признакам здесь наблюдается типичная картина отчленения от моря залива эстуарного типа, превращение его в лагуну и последующее заполнение лагуны континентальным аллювием. Это предположение подтверждается результатами бурения.

Нижние горизонты отложений террасы с глубины 20 и до 7–8 м представлены темными илами и алевролитами, судя по обнаруженному в них раковинам моллюсков, морского генезиса. Выше отметок 7–8 м фауна исчезает, осадки становятся значительно грубее с довольно четко выраженной слоистостью. Изменяется также и цвет осадков, переходя от темно-серого к серому и далее желто-серому.

По-видимому, здесь мы встречаемся со сменой фаций, отмечающей переход от морских к лагунным и от лагунных к типичным аллювиальным условиям осадконакопления. Исчезновение морской фауны естественно синхронизировать с периодом завершения лагунообразования в этом районе. Отобранные нами образцы раковин моллюсков позволяют оценить время этого перехода.

Результаты радиоуглеродных измерений показали следующий возраст: горизонт от 9 до 11 м —  $5790 \pm 110$  лет назад; горизонт от 11 до 17 м —  $6790 \pm 90$  лет назад; горизонт 14–15 м —  $6260 \pm 110$  лет назад.

Полученные данные свидетельствуют о том, что по крайней мере около 6 тыс. лет назад на месте террасы располагался залив, хотя, судя по значительному обеднению фауны верхних горизонтов, в это время условия существования моллюсков были менее благоприятны, чем в более раннее время. По всей вероятности, именно в этот период — от 7 до 6 тыс. лет назад — произошел начальный этап обмеления залива. Полное отчленение с

образованием лагуны произошло, по всей вероятности, довольно быстро. Об этом косвенно свидетельствуют высокая скорость осадконакопления, которая, по результатам измерения образцов, составляла в среднем около 5 мм в год. Таким образом, если датировку  $5790 \pm 110$  лет назад условно считать приуроченной к горизонту 10 м, то при той же скорости осадконакопления последние раковины, встреченные нами на глубине 6,0 м, существовали не более одного тысячелетия спустя, т.е. около 5 тыс. лет назад.

Полученные результаты хорошо коррелируются с началом замедления голоценовой трансгрессии Мирового океана, которая произошла около 6 тыс. лет назад. Естественно предположить, что именно это явление послужило причиной изменения режима динамики береговых наносов и выразилось в образовании берегового бара, отчленившего лагуну. В дальнейшем ширина бара постепенно увеличивалась, что, по-видимому, происходило благодаря обилию аллювиального материала, заносимого в бухту р. Партизанской. Увеличение ширины берегового вала происходило, по всей вероятности, на фоне медленного относительного поднятия берега.

В бухте Рудной голоценовая терраса имеет иное строение. Она представлена тремя сериями хорошо развитых береговых валов, между которыми сохранились следы реликтовых лагун. Высота валов уменьшается от самого древнего до современного с 6 до 2 м. Снижение высоты валов свидетельствует о том, что терраса формировалась в условиях тектонического поднятия побережья после замедления трансгрессии и стабилизации уровня моря. К сожалению, из-за отсутствия пригодного для абсолютного датирования материала не удалось выяснить возраст береговых валов.

Несмотря на фациально-генетическую пестроту отложений береговых валов, их минералогический состав обладает рядом общих черт. Прежде всего это единый фоновый состав минералов тяжелой фракции, который связан с единым источником поступления терригенного материала: прибрежно-морские осадки бухты образовывались за счет перемыва и размыва континентальных отложений, относящихся к одной терригенно-минералогической провинции.

Спорово-пыльцевой спектр отложений морской террасы отражает лесной тип растительности. Содержание древесных пород здесь составляет 63%, травянистых 14% и спор 23%. Из древесных в основном (54%) это пыльца монгольского и зубчатого дуба. Из других широколиственных пород встречается пыльца вязов, лещины, маньчжурского ореха и амурской сирени. Участие пыльцы хвойных не превышает 13%, березы 17%.

Таким образом, в развитии шельфа Приморья устанавливается несколько этапов:

1. По отложениям в бухте Золотой Рог выделяется этап трансгрессии, когда уровень моря был близок или несколько выше современного. Климат в это время был теплым и влажным. Трансгрессии, видимо, следует коррелировать со среднеюрским или даже эмским потеплением.

2. 30–40 тыс. лет назад на шельфе на современных глубинах 40 м в северной части побережья и 20–15 м в южной формировались береговые

бары, отчленявшие древние лагуны. Эта береговая линия отмечает этап в развитии шельфа, который, вероятно, совпал с началом похолодания в верхнем вюрме.

3. Наиболее глубокая регрессия Японского моря оставила следы в виде реликтовых лагунно-баровых отложений на глубинах до 70 м. Регрессивный этап синхронен оледенению. Однако имеющиеся материалы не позволяют определить, с каким из оледенений (ранневюрмским или поздневюрмским) связано опускание уровня моря более, чем на 70 м.

4. Таяние ледников в позднем вюрме вызвало общее повышение уровня океана. В период послеледниковой фландрской трансгрессии на шельфе в связи с неравномерным подъемом уровня возникали на разных гипсометрических уровнях аккумулятивные террасы, береговые бары и т.п. На шельфе Японского моря на современных глубинах от 40 до 20 м отмечен один из таких лагунно-баровых комплексов. Он был сформирован 10 тыс. лет назад в период, когда климат был несколько теплее, чем в настоящее время.

5. 7—6 тыс. лет назад уровень Японского моря достиг современных отметок. В приурезовой полосе большинства бухт побережья в ходе перестройки подводного берегового склона возникли аккумулятивные террасы и береговые бары, отчленившие лагуны. Этап формирования этих береговых образований занял период от 7 тыс. лет до наших дней. Большое количество радиоуглеродных датировок низких лагунных террас по торфу в диапазоне от 7 до 2 тыс. лет назад свидетельствует о том, что уровень Японского моря в этот период оставался стабильным или даже опускался в результате тектонического воздымания территории.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская Э.В., Болиховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Глушанкова Н.И., Короткий А.М., Лефлат О.Н., Парамонова Н.Н.* Вещественный состав и условия формирования плейстоценовых отложений бухты Золотой Рог. — Вестник МГУ, сер. геогр., 1975, № 4.
- Внучков В.А., Горбатов А.И., Яблоков К.В.* Условия формирования морских отложений в прибрежной части шельфа Японского моря (Приморье). — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Внучков В.А., Каплин П.А., Шлюков А.И.* Древние береговые линии шельфа Японского моря. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 4.
- Короткий А.М.* Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на его шельфе (северо-западный сектор). — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Короткий А.М., Караулова Л.П.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. — В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.
- Кулаков А.П.* Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Кулаков А.П.* Геологическое развитие материковой окраины Охотского и Японского морей в плейстоцене. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Шахильдян И.Г., Берсенев И.И., Рынков В.С.* Четвертичные отложения прибрежной части шельфа Японского моря. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ  
ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ  
ПО ВИДОВОМУ СОСТАВУ ФОРАМИНИФЕР И СООТНОШЕНИЮ  
 $O^{18}/O^{16}$

Японское море соединяется с Мировым океаном посредством мелководных проливов. Основной приток вод в Японском море идет через Корейский пролив, глубина которого 150 м. Отчлененность Японского моря проявляется в специфике гидрологического режима и осадконакопления. Эта специфичность усиливалась в холодные эпохи плейстоцена, когда связь с океаном почти или совсем прекращалась (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Разрезы глубоководных отложений Японского моря стали изучаться только в последнее время, и поэтому стратиграфия их исследована слабо. Для восстановления палеоклиматических изменений Японского моря была проанализирована колонка грунта, взятая на восточном склоне подводной возвышенности Ямато с глубины 630 м. Исследование велось комплексно-сопряженным методом, включающим: литологический, карбонатный, микрофаунистический и изотопно-кислородный анализы.

Планктонные фораминиферы населяют поверхностный слой воды и служат хорошим индикатором температуры данного слоя. Анализ раковинного материала из донных отложений дает возможность выделить горизонты, накопленные в течение теплых и холодных эпох (Ericson, Wollin, 1964).

Измерение соотношения  $O^{18}/O^{16}$  органического карбоната раковин фораминифер было предложено для оценки температур вод в прошлом. Палеотемпературная шкала Г.Крейга (Craig, 1965) имеет вид:

$$t^{\circ}C = 16,9 - 4,2 (\delta O^{18}_{\text{карб}} - \delta O^{18}_{H_2O}) + 0,13 (\delta O^{18}_{\text{карб}} - \delta O^{18}_{H_2O})^2,$$

где  $\delta O^{18}_{\text{карб}}$  — относительная разница в отношении  $O^{18}/O^{16}$  карбоната образца от стандарта РДВ<sub>1</sub> в тысячных долях;  $\delta O^{18}_{H_2O}$  — относительная разница изотопного состава кислорода воды, в которой формировалась раковина, от водного стандарта SMOW ( $^0/_{00}$ ). С.Эмилиани (Emiliani, 1974) на основании анализа большого числа колонок Карибского моря и Атлантики построил обобщенную кривую  $\delta O^{18}$  раковин фораминифер. Однако, несмотря на наличие датировок по  $C^{14}$  и неравновесному урану, изотопные кривые удалось надежно вписать во временную шкалу плейстоцена лишь после того, как Н. Шеклтон и Н. Оптайк (Shackleton, Opdyke, 1972) установили палеомагнитную инверсию Брюнес-Матуяма в колонке из Тихого океана. Корреляция изотопной кривой по этой колонке с данными из различных частей Мирового океана показала, что при отличии в амплитуде число пиков  $\delta O^{18}$  одинаково (Emiliani, 1974). Все это свидетельствует о глобальном характере изменения изотопного состава кислорода. В. Дансгаард и Г. Тайбер (Dansgaard, Tayber, 1969) по-

казали, что основным фактором, регулирующим  $\delta O^{18}$  карбоната, является изменение изотопного состава кислорода морских вод при образовании и таянии ледников. Следовательно, изотопный состав кислорода органических карбонатов открытых частей океана хорошо отражает колебания ледникового покрова материков и уровень моря.

### Микрофаунистический анализ колонки

Была исследована колонка, взятая на глубине 630 м, мощностью 184 см. Для подсчета планктонных фораминифер использована фракция алеврита и песка, полученная водно-ситовым методом. Под-

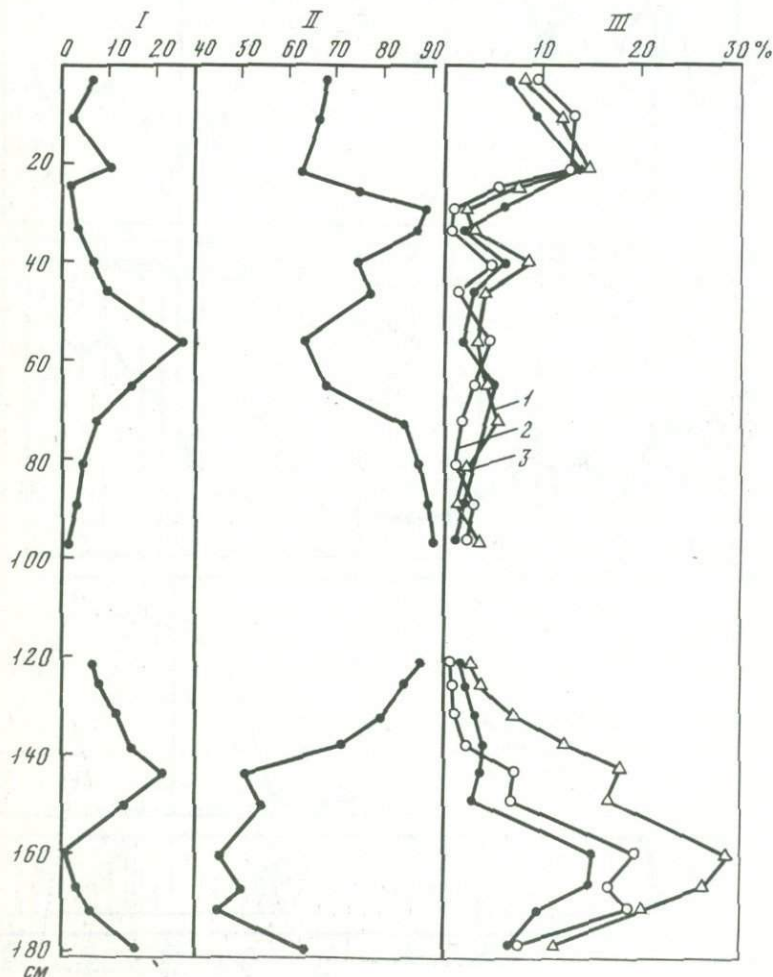
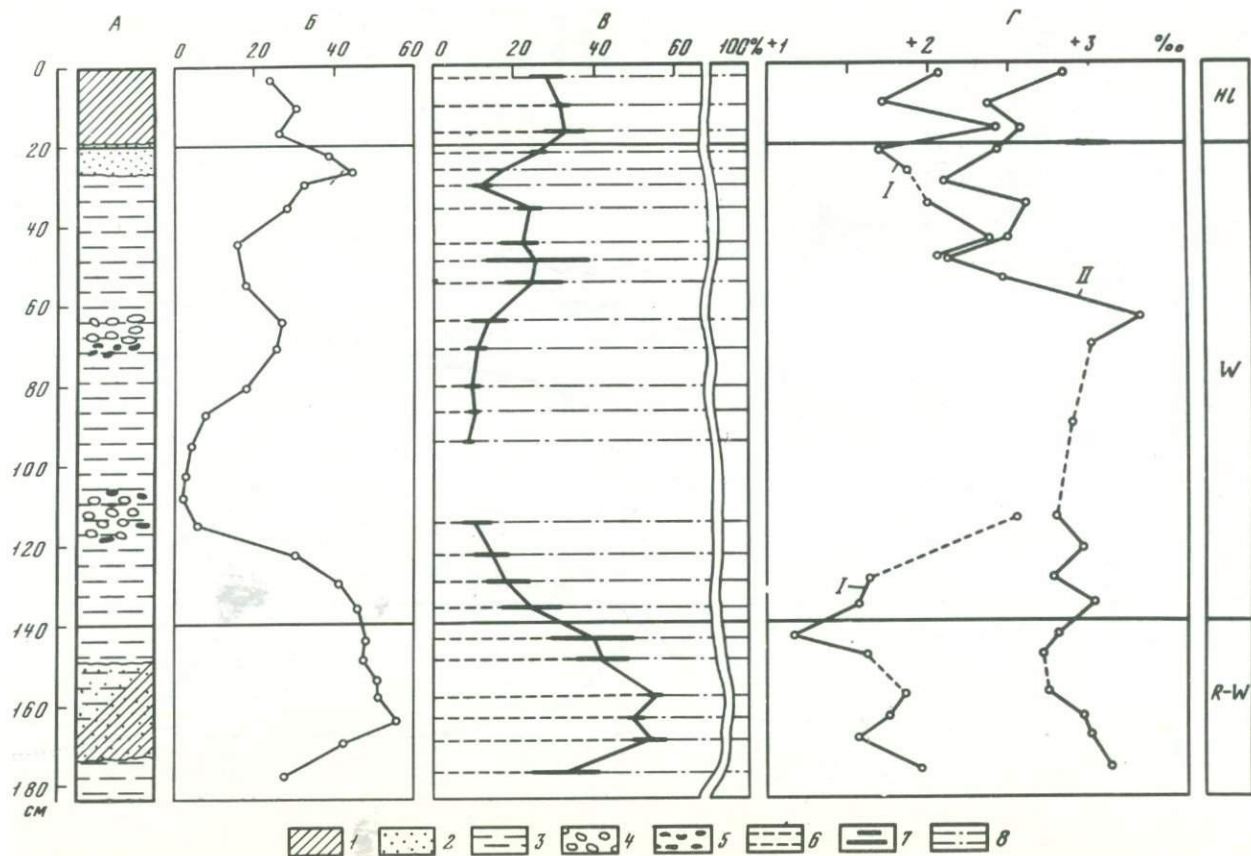


Рис. 1. Процентное содержание отдельных видов планктонных фораминифер в донных осадках Японского моря

I — *Globigerina guingueloba*; II — *Z. pachyderma*; III — 1 — *G. bulloides*, 2 — *G. pachyderma d.*, 3 — *G. triloba*



счет раковин и отбор проб для изотопного анализа проводились под бинокляром МБС-1. Процентный подсчет раковин отдельных видов велся из навески, содержащей не менее 300 экземпляров. В образцах, где содержание фораминифер было большое, необходимая навеска получена квартованием, а при малом количестве сделан подсчет по всей фракции. Микрофаунистический анализ данной колонки показал, что фораминиферовое число колеблется от 18 до 6432 экземпляров на грамм осадка. В двух образцах планктонных фораминифер не встречено.

Планктонные фораминиферы были представлены следующими видами. *Globigerina pachyderma*, *G. pachyderma d.*, *G. bulloides*, *G. guingueloba*, *G. gluturata*, *G. triloba*, *G. inflata*, *G. Eggeri*. Кривые процентного распределения отдельных видов (рис. 1) позволили выделить по методу "скользящей шкалы" (Бараш, Громова, 1965) тепловодную группу видов, промежуточную *G. guingueloba* и холодноводную *G. pachyderma s.* По соотношению тепловодных и холодноводных групп построена палеоклиматическая кривая (рис. 2, кривая В). Результаты микрофаунистического и других анализов сведены в таблицу.

Анализ литологического состава и микрофауны позволил выделить три стратиграфических горизонта.

Горизонт I охватывает верхние 20 см, представлен зеленовато-серым алевроитом. В данном горизонте группа тепловодных составляет до 35%. Состав фауны близок к современному, в интервале 15–20 см процент тепловодных возрастает. Это потепление фиксируется на кривых процентного содержания отдельных видов. По-видимому, накопление этого горизонта шло в послеледниковое время.

Горизонт II выделяется с 20 до 140 см. Литологически представлен мощной толщей зеленовато-серого цвета толщи ила с прослоями гравия и песка. В интервалах 105–120 и 70 см наблюдается обогащение вулканическим стеклом. Состав планктонных фораминифер показывает, что осадконакопление шло в холодных условиях. Холодноводный вид *G. pachyderma s.* в среднем составляет 70–80%, в отдельных участках достигает 85%. Карбонатность ладает почти до 0. Этот горизонт, вероятно, накапливался в вюрмское время.

Горизонт III (140–184 см) представлен высококарбонатным серым алевроитом с песком. В этом горизонте тепловодные виды преобладают над холодноводными. Все вышеперечисленные признаки позволили отнести данный горизонт к ресс-вюрму.



Рис. 2. Результаты аналитической обработки колонки осадков Японского моря

А — литология: 1 — алевроит, 2 — песок, 3 — ил, 4 — гравий, 5 — вулканическое стекло; Б — карбонатность (в процентах); В — содержание тепловодных, промежуточных и холодноводных групп планктонных фораминифер: 6 — тепловодная группа, 7 — промежуточная, 8 — холодноводная; Г: I — изотопный состав кислорода планктонных фораминифер (*G. pachyderma*); II —  $\delta O^{18}$  бентосных фораминифер (*Tslandiella japonica*) в % относительно стандарта 2

Таблица

## Результаты аналитической обработки колонки

Глубина, см	Карбонатность, %	Фораминиферо- вое число, экз/г	Планктонные фораминиферы		$\delta O^{18}$ (‰/‰ относ. с. 1. 2)		
			холодно- бивая груп- па, %	теплолюби- вая группа, %	промежточ- ная группа,	бентоносные фораминифе- ры	планктонные фораминифе- ры
0—7	23,2	144	68	25	7	2,8	2,1
7—15	29,8	320	66,5	31	2,5	2,35	1,7
15—20	24,6	1600	62	28	10	2,6	2,44
20—25	37,2	640	73	25	2	2,44	1,7
25—28	44,6	290	89	16	—	—	1,84
28—33	31,7	960	87	9	4	2,08	—
33—40	27,5	400	72,6	20,4	7	2,64	2,0
40—50	14,4	220	74,5	15,5	10	2,5	2,52
50—61	17,4	170	62	12,1	25,9	2,12	2,07
61—68	26,0	320	67,3	17,7	15,0	2,45	—
68—77	25,2	122	83,2	9,5	7,3	3,3	—
77—85	17,1	115	87,1	7,9	5,0	3,0	—
85—91	6,1	102	89,2	7,2	3,0	—	—
91—100	3,2	49	89,8	9,1	1,1	2,85	—
100—107	2,8	10	—	—	—	—	—
107—112	2,2	18	—	—	—	—	—
112—120	5,6	300	85,1	6,7	7,2	2,77	2,5
120—127	30,4	640	82,3	9,6	8,1	2,92	—
127—135	40,6	1020	77,1	12,7	10,2	2,6	1,6
135—141	45,2	1312	68,1	16,6	14,3	3,0	1,5
141—148	47,2	1812	50,2	28,2	20,6	2,75	1,1
148—153	46,7	6432	53,1	34,9	12,0	2,66	1,55
153—157	50,2	—	—	—	—	—	—
157—162	50,2	6230	44,6	54,2	1,2	2,9	1,8
162—166	55,2	5818	50,0	47,2	2,8	2,92	1,7
166—174	31,4	6120	44,4	49,4	6,2	2,95	1,5
174—182	27,2	250	61,4	24,2	14,4	3,08	1,9

## Методика изотопно-кислородного анализа

Для анализа были отобраны планктонный вид *G. pachyderma s.* и бентосный *Islandiella japonica*. Первый обитает на глубинах около 300 м. В интервале колонки от 91 до 112 см был сделан анализ смешанного комплекса планктонных и бентосных фораминифер в связи с их низким содержанием. Перед анализом пробы истратились в агатовой ступке. Выделение углекислого газа из карбоната кальция проводилось в вакууме при помощи 100%-ной ортофосфорной кислоты по методике Дж. Мак-Кри (McCrea, 1950). Изотопный состав кислорода углекислого газа определялся на двухлучевом масс-спектрометре МИ-1309 методом раскомпенсации относительно внутрилабораторного стандарта 2. Точность анализа кислорода карбонатов составляет  $\pm 0,2$  на 95%-ном доверительном уровне. Из-за отсутствия международного стандарта РДВ<sub>1</sub> ст. 2 можно было сравнить через стандарты других лабораторий (Р.В. Тейс, ГЕОХИ), поэтому точность этой привязки невелика  $\delta_{\text{ст.2}}^{\text{РДВ}_1} = +1,4 \pm 0,6$ . Исходя из этого, дальнейшие результаты анализа даны относительно ст. 2.

## Обсуждение результатов

Теплые климатические условия, характерные для ресс-вюрмского времени, проявляются на кривых карбонатности и изотопного состава кислорода (см. рис. 2, кривые Б и Г). В это время шло усиленное накопление биогенного карбоната.  $\delta\text{O}^{18}$  бентосных фораминифер составляет в среднем  $+2,8\text{‰}$  и изменяется в пределах ошибки измерения, и определение абсолютного значения температуры придонных вод по значению  $\delta\text{O}^{18}$  бентоса затруднительно из-за отсутствия данных по изотопному составу кислорода вод и неточной привязки к РДВ<sub>1</sub>. При предположении равенства последних SMOW подсчитанное значение температур по шкале Б. Крейга равно  $+1 \pm 3^\circ\text{C}$ . Точнее определить разницу температур между поверхностными и придонными водами по  $\delta\text{O}^{18}$  планктона и бентоса, так как в этом случае вышеуказанные ошибки значительно уменьшаются. Резонно предположить, что придонные температуры мало отличаются от современной, равной  $0 - +1^\circ\text{C}$  (Основные черты... 1961). Поэтому колебания  $\delta\text{O}^{18}$  бентоса в основном определялись изменением изотопного состава кислорода воды.

Планктонные фораминиферы обеднены тяжелым изотопом на  $1 - 1,5\text{‰}$ . В пересчете на температуры это соответствует тому, что температура поверхностных вод была теплее придонных на  $4 - 6^\circ\text{C}$ .  $\delta\text{O}^{18}$  планктонных фораминифер из поверхностного слоя колонки показал, что они растут при температурах около  $+4^\circ\text{C}$ . Исходя из температурного профиля для современных вод изучаемого района Японского моря следует, что изучаемый вид *G. pachyderma s.* обитает на глубинах около 200–300 м. Это не противоречит вышеприведенным микрофаунистическим сведениям. Здесь и далее под поверхностными температурами подразумеваются температуры слоя обитания данного вида фораминифер, т.е. 200–300 м. На рис. 2 видно, что разница в температурах придонной и поверхностной во-

ды больше, чем в голоцене. Учитывая специфику гидрологии Японского моря, это можно объяснить более активным притоком теплых тихоокеанских вод через Корейский пролив. Уровень Мирового океана был при этом, вероятно, выше современного.

В вюрме наблюдалась резкая смена условий осадконакопления. Происходило накопление илов с прослоями песка и гравия. Присутствие последних, вероятно, объясняется разносом плавучих льдов и свидетельствует о смещении границ плавающих льдов к югу. Наличие вулканического стекла говорит о возможном усилении вулканической деятельности или об изменении хода течений. С начала вюрмского похолодания  $\delta O^{18}$  планктонных фораминифер почти приближается к значению бентоса, температура поверхностных вод приближается к придонным. Этот факт можно объяснить тем, что понижение уровня моря в это время привело к уменьшению (или прекращению) притока тихоокеанских вод.

В голоцене наблюдалась смена накопления илов алевритистым материалом. Разница  $\delta O^{18}$  между планктоном и бентосом в этот период возросла, но осталась меньше, чем в ресс-вюрмское межледниковье. По изотопным данным, поверхностные воды в голоцене были холоднее на 1–2°C, чем в ресс-вюрме.

Сопоставление выделенных стратиграфических горизонтов с данными по абсолютной геохронологии позволяет установить скорость осадконакопления. По литературным данным, вюрмское похолодание началось около 70 тыс. лет назад, а голоцен — 11 тыс. лет назад (Кинд, 1974). Таким образом, в голоцене скорость осадконакопления была 1,8 см/1000 лет. Данные по скорости осадконакопления не противоречат результатам других исследователей по Японскому морю. По сведениям Е.А. Шарудо и др. (1973), скорость накопления осадков для возвышенности Богорова равна 3 см/1000 лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С., Громова Т.С. Палеотемпературный анализ колонок по планктонным фораминиферам. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органического осадконакопления в океанах и морях. М., "Наука", 1965.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., "Наука" 1974.
- Основные черты геологии и гидрогеологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шарудо Е.А., Троицкая Т.С., Репечка Н.А. Изменения температуры вод Японского моря в позднечетвертичное время. — В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., "Наука", 1973.
- Craig H. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Spoleto, 1965.
- Dansgaard W., Taylor H. Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures.— Science, 1969, v. 166, 499—502.
- Emiliani C. The Brunhes epoch: Isotopic paleotemperatures and geochronology.— Science, 1974, v. 183, p. 511—514.
- Ericson D.B., Wollin G. Sediment cores from the arctic and subarctic seas.— Science, 1964, v. 144.
- McCrea J.M. On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale.— J. Chem. Phys., 1950, N 6.
- Shackleton N.J., Opdyke N. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core.— Quatern. Res., 1972, N 1.

## РАЗВИТИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ И ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Современный шельф западной части Берингова моря занимает обширные участки дна вдоль побережья Чукотки, достигая ширины нескольких десятков и более километров. Еще большего размера площадь шельфа достигала во время плейстоценовых трансгрессий моря, когда его воды покрывали все низменное побережье Чукотки и глубокими заливами по долинам рек и понижениям рельефа проникали в континентальные районы полуострова, достигая подножий хребтов Пекульней, Рарыткин и др.

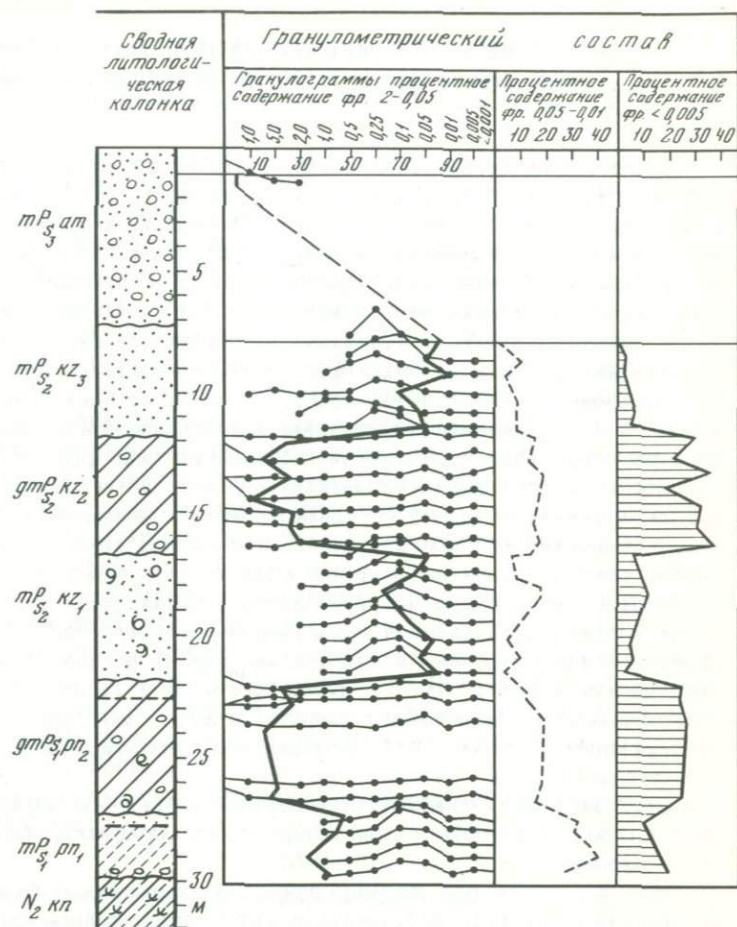
Изучение морских плейстоценовых отложений в разрезах залива Креста и мыса Дионисия показывает, что в плейстоцене на Чукотке отмечалось не менее 4—5 раз более высокое стояние уровня моря, чем нынешнее — пинакульская, крестовская, валькатленская, амгумская трансгрессии. В отложениях этих трансгрессий установлены существенные литологические и фаунистические различия, глубокие размывы и перерывы осадконакопления, по-видимому, указывающие на сложный ход трансгрессий, прерывавшийся резкими понижениями уровня моря и осушкой верхней части шельфа.

Следов наиболее древней пинакульской трансгрессии сохранилось немного. Это разрезы у входа в залив Лаврентия и восточного берега залива Креста. В районе ручья Перкиа (залив Креста) в основании берегового обрыва вскрываются супеси, реже суглинки и пески серые, местами тонкослоистые, с включением гравия и гальки, с раковинами моллюсков *Mya priapus* (преобладают), *Serripes groenlandicus*, *Macoma brota*, *M. calcaea*.

Выше залегают ледниково-морские отложения — суглинки серо-коричневые с большим количеством обломочного материала, с обломками раковин моллюсков.

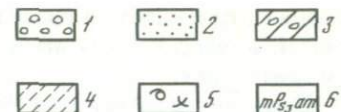
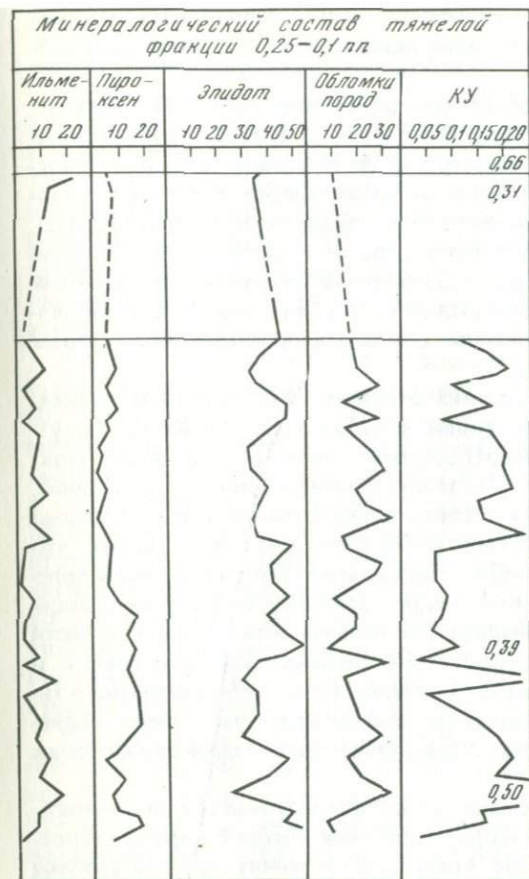
Областью сноса при формировании пинакульских и более молодых отложений восточного побережья залива Креста явились расположенные в непосредственной близости обширные массивы порфиринов андезитового и дацитового составов и их туфов, а также гранитов, занимающий сравнительно небольшую площадь юго-восточного побережья. На рисунке приведены результаты литологического изучения плейстоценовых отложений района руч. Перкиа. Для характеристики гранулометрического состава использованы гранулограммы, отражающие сортированность осадков, кривые содержания песчаной фракции (2—0,05 мм), алевритовой фракции (0,05—0,01 мм), глинистой фракции (< 0,005 мм). Также даны кривые содержания руководящих минералов, обломки пород, составляющих значительную часть тяжелой фракции, и коэффициента устойчивости (КУ), представляющего собой отношение суммы устойчивых минералов тяжелой фракции к сумме неустойчивых.

Анализ гранулометрического состава показывает, что морские пинакульские отложения представляют собой слабо сортированные осадки: гранулограммы не имеют явно выраженного пика, песчаный и алеврито-



вый материал присутствует в равных количествах (15–20%), примесь глины составляет 10–12% (рисунок).

Для минералогических спектров морских пинакульских отложений характерно очень высокое содержание эпидота (в среднем 55%), максимальное по всему разрезу содержание пироксенов (15%) и минимальное – обломков пород (9%), на долю ильменита приходится 8%. Среди акцессорных определены: амфиболы (до 6%), апатит (до 1%), гранат (0,5%), пирит (0,5%), сфен (0,5%), циркон (0,5%), хлорит (1,5%). Коэффициент устойчивости низкий (0,14). Анализ минералогического состава тяжелой фракции показывает, что сносу подвергались породы достаточно выветрелые (мало содержание обломков пород), гидротермально переработанные (высокое содержание эпидота). В процессе накопления осадка происходила слабая сортировка материала (низкие коэффициенты устойчивости); это, наряду с присутствием биотита и хлорита, свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления.



Литологический состав лейстоценовых отложений района ручья Перкина (восточный берег залива Креста)

1 – галька, валуны; 2 – песок; 3 – суглинок с валунами; 4 – супесь; 5 – раковины моллюсков и растительные остатки, 6 – геологические индексы:  $Ps_3 am$  – амгемские отложения;  $Ps_2 KZ_3$  – верхняя подсвета крестовской свиты;  $Ps_2 KZ_2$  – средняя подсвета крестовской свиты;  $Ps_2 KZ_1$  – нижняя подсвета крестовской свиты,  $Ps_1 pn_2$  – верхняя подсвета пинакульской свиты,  $Ps_1 pn_1$  – нижняя подсвета пинакульской свиты,  $N_2 kn$  – койнатхунские отложения

Гранулометрический анализ ледниково-морских отложений пинакульской свиты показывает, что на долю крупных фракций (75–10 мм) приходится 6,5%. Возрастает (до 28%) глинистость, уменьшается (до 14–18%) содержание песчаных фракций, алевритовая фракция составляет 20–22%. Распластанный вид гранулограмм отражает полное отсутствие сортировки материала. Петрографический состав фракции 40–25 мм представлен в основном эффузивными породами среднего состава. Это андезитовые порфириты (до 74%), дацитовые порфириты (6%), кристаллические туфы (18%), менее устойчивые к выветриванию граниты отмечаются в количествах, не превышающих 1%. В составе тяжелой фракции увеличивается по сравнению с морскими осадками количество обломков пород (в среднем до 19%), содержание ильменита (до 10%), уменьшается содержание эпидота (41%), в заметных количествах присутствует пирит (до 4%). Коэффициент устойчивости увеличивается до 0,23. Можно сделать вывод о том, что во время второй фазы трансгрессии

ледники поставляли в пределы шельфа достаточно свежий материал, который в процессе осаждения дифференцировался по устойчивости минеральных зерен.

Судя по преобладанию в спорово-пыльцевых спектрах ледниково-морских отложений спор (*Bryales*, *Sphagnum*), пыльцы кустарников (*Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster*), кустарничков (*Ericales*) во время трансгрессии произошло резкое уменьшение облесенности территории, полностью вымерли хвойные экзотические и широколиственные породы, прибрежные ландшафты представляли собой горную кустарниковую тундру с карликовой березой и ольховником. В низменных прибрежных районах господствовала кустарничковая тундра, местами сильно заболоченная, большие площади занимали открытые пространства моховых болот.

Среди моллюсков из пинакульских отложений большая часть принадлежит к арктическо-бореальным видам, в небольшом количестве присутствуют амфибореальные и северобореальные тихоокеанские виды. Арктические элементы отсутствуют. Раковины обычно крупные и массивные, плохой сохранности, по своему облику резко отличающиеся от фауны последующих трансгрессий. Состав моллюсков указывает на то, что бассейн имел нормальную соленость, а придонные температуры были положительными. Опресненные участки моря, по-видимому, существовали лишь в глубоких заливах района Анадырской низменности. В верхней части шельфа формировались преимущественно песчано-супесчаные осадки и обитали многочисленные моллюски бореального и арктическо-бореального типов. Во второй половине трансгрессии, по-видимому, увеличилась льдистость моря, на это указывает плохая сортированность ледниково-морских отложений.

В среднем плейстоцене имела место наиболее крупная и продолжительная трансгрессия крестовского моря, отложения которой широко распространены в прибрежных районах Анадырского залива, где они слагают морскую террасу.

В наиболее полных разрезах на восточном берегу залива Креста отложения крестовской свиты подразделяются на три подсвиты. В основании это пески серые и темно-серые, разнородные с галькой и гравием, слоистые с многочисленными раковинами моллюсков: *Astarte borealis arctica*, *A. borealis borealis*, *A. alaskensis*, *Hiatella arctica*, *Macoma brota*, *M. calcarea*, *Portlandia arctica*. Выше залегают суглинки и глины серо-сизые и сизые: галькой, гравием, реже валунами с раковинами *Astarte borealis borealis*, *Leda pernula*, *Hiatella arctica*. Верхняя подсвита представлена песками серыми и зеленовато-серыми, хорошо отсортированными с прослоями песка грубозернистого с редкой галькой и гравием. Гранулометрический и минералогический состав нижней и верхней подсвит крестовской свиты сходны между собой. Это пески (содержание фракций 2—0,05 мм до 80—90%) с примесью алеврита и глины. Набор минералов тяжелой фракции не отличается от пинакульской свиты. Содержание устойчивого ильменита в среднем 6—7%, высоко содержание эпидота (43—44%), увеличено по сравнению с пинакульской свитой содержание обломков пород (25—28%). Коэффициент устойчивости нижней (0,09) и верхней

(0,15) подсвиг свидетельствует о сходных условиях осадконакопления и слабой степени сортировки осадков.

Гранулометрический анализ средней подсвиги (ледниково-морские отложения) свидетельствует о значительном увеличении сноса обломочно-го материала. Количество грубых фракций более 10 мм составляет 10—12%. Максимальных значений достигает глинистость (до 40%) при малой степени опесчаненности и достаточно большой пылеватости (содержание фракции 0,05—0,01 мм 20%). Гранулограммы показывают полное отсутствие сортировки частиц. Такой гранулометрический состав сближает ледниково-морские осадки с типичными моренами материковых оледенений.

Анализ петрографического состава обломков указывает на сходство с пинакульскими ледниково-морскими отложениями. Основная роль в размерности 40—25 мм принадлежит андезитовым порфиридам (80%), менее распространены дацитовые порфириты (4%), на долю туфов приходится 16%. Окатанность обломков плохая, основная масса принадлежит к 1,2 классам окатанности, выветрелость — 0, т.е. обломки с трудом разбираются молотком. В минералогическом спектре тяжелой фракции отмечается некоторое увеличение содержания ильменита по сравнению с морскими крестовскими отложениями. Коэффициент устойчивости увеличивается до 0,22—0,28. Отличительной чертой ледниково-морских отложений является заметная примесь в минералогических спектрах пирита (до 5%). По-видимому, условия, существовавшие при захоронении осадков, способствовали образованию и сохранению этого минерала.

В районе мыса Дионисия крестовские отложения представлены в верхней части ледниково-морскими, а в основании разреза морскими осадками. По составу это преимущественно суглинки, в разной степени опесчаненные, с многочисленными гравием и галькой, с раковинами моллюсков: *Astarte borealis arctica*, *A. borealis borealis*, *Serripes groenladicus*, *Leda pernula*. Минералогический спектр отложений иной, чем в районе залива Креста. В ледниково-морских осадках довольно значительно содержание роговой обманки (13%), гиперстена (17%), ильменита (21%), гранат присутствует в заметных количествах (4%), содержание пирита достигает 5%. Судя по высокому содержанию гиперстена и его явному преобладанию над роговой обманкой, роль местных источников сноса возростала в период формирования ледниково-морской толщи. Почти в два раза увеличивается по сравнению с морскими осадками содержание ильменита, максимальных значений достигает коэффициент устойчивости (0,54). Интересно, что, несмотря на различие питающих провинций, ледниково-морские отложения разрезов восточного берега залива Креста и мыса Дионисия по сравнению с морскими осадками обогащены устойчивыми минералами, содержат новообразования пирита, сильно глинисты, очень слабо сортированы по гранулометрическому составу. Очевидно, объяснение такого набора свойств следует искать в особенностях фациальной обстановки осадконакопления, в настоящее время трудно реконструируемой.

В палинологических спектрах крестовских отложений преобладает пыльца *Betula exilis*, *Ericales*, *Sphagnum*: Состав спектров указывает, что

в растительном покрове господствовали кустарниковые и травянисто-кустарничковые тундры.

Во внутренних районах Нижне-анадырской низменности крестовские отложения не содержат раковин морских моллюсков, имеют тонкий состав и выдержанную слоистость — все это свидетельствует о том, что море здесь было сильно опреснено и скорее напоминало бассейн типа современного Анадырского лимана. Нормальную соленость море имело на удалении от берега, либо в местах отсутствия притока пресных вод. Судя по значительному присутствию среди крестовских моллюсков арктических форм (Петров, 1966) и "холодным" спорово-пыльцевым спектром отложений пик крестовской трансгрессии, по-видимому, совпал со временем максимального похолодания Чукотки — развитием ледников и арктической каменистой пустыни в горах.

В конце позднего плейстоцена на Чукотке происходила трансгрессия валькатленского моря, опресненный залив которого достигал района оз. Красного. Нормально-морские отложения моря имеют прибрежный характер и содержат моллюски аркто-бореального и бореального типов (Петров, 1966). По раковинам моллюсков и растительным остаткам из морских осадков в Лаборатории новейших отложений МГУ получены радиоуглеродные датировки (в тыс. лет),  $27,2 \pm 2,2$  (МГУ-201);  $29,8 \pm 0,36$  (МГУ-385) и  $33,35 \pm 0,53$  (МГУ-386), позволяющие точно определить время трансгрессии. Для валькатленских отложений района Конергино (восточное побережье залива Креста) характерны минералогические ассоциации, качественно сходные с более древними отложениями этого района. Содержание устойчивых минералов невелико: ильменита в среднем 6%, гранита, сфена, циркона до 1%. Минимальных значений в валькатленских отложениях достигает содержание эпидота (29%), максимально высоко содержание недезинтегрированных обломков пород (46%), пироксенов в среднем 10%. Коэффициент устойчивости обычный для морских отложений района (0,15).

Севернее мыса Дионисия валькатленские отложения слагают 15–30 м террасу и имеют характер пляжевого наилка мелководной опресненной лагуны. Спорово-пыльцевые спектры осадков, — преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы (кустарниковые виды березы и ольхи, кедровый стланик) при большом количестве спор и пыльцы травянистых растений указывают на широкое развитие в прибрежных районах кустарниковой и кустарничковой тундры, иногда с зарослями древовидных форм березы.

Последнее высокое стояние уровня моря отмечается на Чукотке в начале — середине голоцена, когда его сильно опресненные воды заливали низменное побережье Чукотки, формируя осадки 5–7-метровой террасы. Так, например, на месте Анадырского лимана в начале среднего голоцена (~ 7 тыс. лет назад) существовал еще более значительный залив моря, глубокими рукавами заходивший по долинам рек Анадыря, Великой и Кончалана. По долине р. Анадыря залив достигал района оз. Красное и устья Танюрера. Сильно опресненные воды залива (лимана) до абсолютных отметок 5–7 м покрывали всю окрестную тундру, погребавшуюся под слоем ритмично-слоистых осадков, содержащих большое количество

растительных остатков. По ископаемой растительности возраст отложенный залива оказался равным 7 тыс. лет ( $7060 \pm 200$  и  $7010 \pm 160$  лет назад).

Морские прибрежные отложения амгумского моря широко развиты вдоль восточного берега залива Креста. Это песчано-гравийно-галечные образования, с фауной аркто-бореального и бореального типов, характерной для бассейнов с нормальной соленостью и положительными температурами вод.

Гранулометрический состав амгумских отложений показывает абсолютное преобладание фракции гальки, гравия и валунов. Доля крупного песка незначительна (2–3%). Такой гранулометрический состав свидетельствует о прибрежных условиях формирования амгумских отложений. В петрографическом спектре обломков размерности 40–25 мм содержатся в основном очень устойчивые невыветрелые породы: андезитовые порфириды (83%), кварцевые порфириды (8%), туфы (6%), фельзит-порфиры (2%), сильно выветрелые граниты содержатся в очень небольших количествах (1%). Минералогические спектры амгумских отложений также отличаются относительной концентрацией некоторых устойчивых минералов: ильменита здесь 24%. Содержание пироксенов 8%, эпидота 49%, обломков пород мало (18%). Коэффициент устойчивости максимальный по разрезу (0,49), что связано, очевидно, с гранулометрическим составом осадков.

Во время накопления нижней части амгумских отложений в районе Анадырского лимана природа и климат побережья во многом напоминали современные условия прибрежной Чукотки. Господствовали кустарниковые тундры с зарослями карликовой березки и ольховника, с покровом трав и сфагновых (реже зеленых) мхов. В эпоху формирования верхней части осадков отмечается значительное потепление климата Чукотки (термический оптимум голоцена). Происходит крупный сдвиг природных зон к северу, оцениваемый разными исследователями от 200 до 400 км. В растительности побережья на смену чахлой тундре приходит лесотундра, в составе древесных пород принимают участие береза, ольха, лиственница, а в подлесок редколесья входит кедровый стланик. В растительном покрове наряду с травянистой растительностью многочисленны сфагновые и зеленые мхи.

Около 5–5,5 тыс. лет отмечается сокращение площади акватории залива до размеров, близких к современным. Одновременно происходит похолодание климата, лесотундра отступает к югу, сменяясь кустарниковой тундрой (кедровый стланик, карликовая береза, ольховник). Пониженные участки обсохшего дна залива осваиваются реками, на повышенных частях развиваются озера, болота и жильные льды, глубокими клиньями проникающие в грунты. Особенно активно льдообразование происходит в конце голоцена (около 3 тыс. лет.назад), когда климат Чукотки становится еще более суровым. На побережье Анадырского лимана существовали ландшафты холодной травянистой тундры, в горах, по-видимому, возникали небольшие ледники. Это похолодание климата отмечается на севере всего материка и восточнее — на Аляске и носит название "малой ледниковой эпохи".

Активная переработка морем береговых обрывов и направленное перемещение продуктов разрушения вдоль берегов лимана приводят к образованию песчано-галечниковых кос и пересыпей. Одна из таких форм находится в устье р. Дионисия, подпруживая обширную лагуну. Абсолютная датировка слагающих ее осадков установила возраст пересыпи в 3 тыс. лет ( $3150 \pm 80$ ). По-видимому, к этому времени относится и формирование кос "Русская кошка", "Мзэчкын" и др.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Петров О.М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., "Наука", 1966.

*В.Г. Беспалый, В.Ф. Иванов*

### К ВОПРОСУ О ЛЕДНИКОВО-МОРСКОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Ледниково-морские отложения впервые были установлены О.М. Петровым (1966) на Восточной Чукотке. Несколько позже ледниково-морские осадки были описаны на о. Карагинском, по побережью пролива Литке (Петров, Хорева, 1968; Иванов, 1974) и на Камчатском полуострове (Беспалый и др., 1972). Таким образом, ледниково-морские отложения известны в настоящее время на огромной территории Дальневосточного региона, чрезвычайно разнообразной по геологическому и геоморфологическому строению.

Наиболее древними являются ледниково-морские отложения на восточном побережье Камчатки, в разрезе ольховской свиты, на Камчатском полуострове. По фауне морских моллюсков и данным палеомагнитного анализа возраст этой свиты установлен как поздний плиоцен — ранний плейстоцен. Ледниково-морские фации появляются в плейстоценовых горизонтах разреза свиты. Представлены они слабо отсортированными валунными суглинками с обломками раковин моллюсков.

В разрезах по р. Белой ледниково-морские фации подстилаются и перекрываются чаще всего диагонально слоистыми мелкими галечниками, гравийниками и крупнозернистыми песками. В разрезах по р. Ольховая-1 ледниково-морские отложения венчают толщу ольховской свиты. Перекрываются они осадками, которые аккумуляровались в субаэральных условиях. Здесь, как и в других разрезах, также появлению ледниково-морских фаций предшествует значительное поглубение литологического состава морских осадков, что вероятно свидетельствует о развивавшейся регрессии. В целом для ольховской свиты Восточной Камчатки вверх по разрезу отмечается обеднение видового состава морских моллюсков, снижение количества вымерших форм.

На Чукотском полуострове к раннему плейстоцену О.М. Петровым (1966) отнесены ледниково-морские отложения пинакульской свиты. Стратотип этой свиты расположен у входа в залив Лаврентия. Несмотря на пестроту разреза этой свиты, нам представляется возможным выделить три литологические пачки.

В нижнем горизонте свиты распространены преимущественно среднезернистые и мелкозернистые пески с примесью алевритов и глинистых частиц, часто с нарушенной горизонтальной слоистостью. В этих осадках встречаются раковины морских моллюсков очень плохой сохранности. Мощность горизонта около 20 м.

Второй горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями с примесью галечника и редких мелких валунов средней и плохой окатанности. Раковины морских моллюсков в осадках этого горизонта имеют значительную степень фоссилизации, чаще всего встречаются окаменевшие ядра. Здесь же в изобилии присутствуют сидеритовые и карбонатные конкреции преимущественно сигарообразной и ромбовидной форм, плоские куски мергеля с раковинами морских моллюсков. Мощность горизонта 10—15 м.

Разрез свиты венчается горизонтом валунных суглинков с прослоями и линзами песков и галечников. Встречаются хорошо окатанные валуны до 1 м в поперечнике с отчетливыми следами ледниковой штриховки. Мощность отложений 5—10 м.

Среднеплейстоценовые ледниково-морские отложения выделены в крестовскую свиту на Чукотке (Петров, 1966) и оссорские слои на Восточной Камчатке (Петров, Хорева, 1968). Они распространены главным образом на западном побережье Берингова пролива, затем в береговых уступах южнее залива Лаврентия, по берегам Анадырского залива, пролива Литке и на о. Карагинском.

Отличительной особенностью среднеплейстоценовых ледниково-морских отложений является пестрота литологического состава. Как нами было установлено, в разрезе, севернее пос. Яндракинот, в основании крестовской свиты залегают преимущественно песчаные и песчано-галечные отложения с бореальными видами морских моллюсков, состав которых позволяет говорить, что накопление осадков крестовской свиты вначале происходило в межледниковых условиях. Вверх по разрезу появляются ледниково-морские фации, в которых встречаются арктические виды морских моллюсков. В подавляющем же большинстве обнажении основание крестовской свиты скрыто от непосредственного наблюдения, и в видимой части разреза осадки представлены ледниково-морскими фациями.

Литолого-фациальный анализ строения осадков крестовской свиты показывает, что накопление ледниково-морских фаций свиты происходило преимущественно во фронтальной части шельфовых ледников. Береговая линия была в значительной степени изрезана. На мысах, в условиях значительного волнения и глубин, формировались крупные косослоистые серии валунно-галечных отложений. В бухтах и заливах накапливались валунные суглинки либо неяснослоистые, плохо отсортированные песчано-глинистые отложения. В одних районах вверх по разрезу ледниково-морские

осадки постепенно переходят в субазральную морену, в других — перекрываются прибрежно-морскими отложениями. В береговых уступах пролива Литке ледниково-морские фации оссорских слоев вверх по разрезу часто замещаются лагунными отложениями, перекрытыми маломощными торфяниками с прослоями вулканических пеплов, погребенными под более молодыми позднплейстоценовыми осадками.

Отличительной геоморфологической особенностью ледниково-морского осадконакопления на Восточной Чукотке является тот факт, что мы нигде не наблюдаем взаимоотношений уровней пинакульской и крестовской аккумуляций. Вместе с тем в заливе Креста пинакульские отложения перекрываются крестовскими. Таким образом, нет достаточных оснований говорить, что на Восточной Чукотке имеются две морские террасы (пинакульская и крестовская), в том смысле, как это принято для межледниковых морских террас. Именно это наблюдение и ряд других новых фактов позволяют решить проблему палеогеографического "парадокса", заключающегося в том, что на Восточной Чукотке отмечается совпадение трансгрессий с оледенениями, в то время как на Аляске трансгрессии совпадают с межледниковьями (Гопкинс, 1973).

По нашим представлениям, возникновение ледниково-морских отложений в северо-западной части Тихого океана обязано двум разным причинам.

В районах восточной Камчатки, где рельеф акватории характеризуется большой крутизной берегового склона, во время гляциоэвстатических регрессий береговая линия, хотя и находилась на несколько десятков метров ниже межледниковой, но между ними осушалась очень узкая полоса шельфа. Такое плановое расположение трансгрессивных и регрессивных береговых линий способствовало тому, что горно-долинные ледники в некоторых местах побережий достигали регрессивного уровня моря, что и приводило к накоплению ледниково-морских фаций. В последующем ледниково-морские осадки интенсивными поднятиями выводились выше уровня межледниковых трансгрессий. Одновременно с этим в процессе развития береговой зоны происходило выполаживание рельефа прибрежной части шельфа, и береговая линия в эпохи регрессий значительно удалялась от межледниковой. Наступал момент, когда ледники переставали достигать уровня моря и ледниково-морское осадконакопление больше не возобновлялось. После этого формировались только морские межледниковые террасы. Так, например, в Усть-Камчатском районе после накопления раннплейстоценовых ледниково-морских отложений ольховской свиты был сформирован межледниковый уровень среднплейстоценовой лахтакской трансгрессии. В районе пролива Литке после накопления оссорских ледниково-морских слоев была образована морская межледниковая терраса высотой 10—15 м.

Аналогичным образом формировались ледниково-морские отложения и на Восточной Чукотке. Однако здесь оледенение начиналось, очевидно, раньше, чем в других районах (Гопкинс, 1973). Горные цепи Восточной Чукотки выходят непосредственно к морю, поэтому ледники достигали уровня моря значительно раньше момента максимальной гляциоэвстатической депрессии уровня Мирового океана. По мере падения

уровня океана ледниково-морское осадконакопление сменялось субазральным, следы которого нами были установлены в некоторых разрезах крестовской свиты. В дальнейшем в некоторых районах тектонические движения успевали за время регрессии поднимать отложения крестовской свиты выше уровня последующей межледниковой трансгрессии, во время которой были образованы валькатленские морские межледниковые слои.

Таким образом, детальное изучение литолого-фациальных особенностей ледниково-морских осадков в северо-западной части Тихоокеанского побережья позволяет высказаться против взглядов, согласно которым в этом районе оледенения совпадали с трансгрессиями.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беспалый В.Г., Борзюнова Г.П., Давидович Т.И.* и др. К вопросу о возрасте золотосных морских отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка). — Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 44.
- Гопкинс Д.М.* История уровня моря в Берингии за последние 250 тысяч лет. — В кн.: Беренгийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое. Харабаровск, 1973.
- Иванов В.Ф.* Плейстоценовые отложения пролива Литке. — В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. (Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР), 1974, вып. 59.
- Петров О.М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., "Наука", 1966.
- Петров О.М., Хорева И.М.* Корреляция позднечетвертичных и четвертичных отложений крайнего Северо-Востока СССР и Аляски. — В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М., "Наука", 1968.

---

РЕШЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ –  
XII ПЛЕНУМА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОМИССИИ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР,  
ПОСВЯЩЕННОГО ПРОБЛЕМАМ ГЕОГРАФИИ  
И ГЕОМОРФОЛОГИИ ШЕЛЬФА  
(г. Владивосток, 22–24 сентября 1975 г.)

---

Настоящее Собрание явилось первым в рамках Геоморфологической Комиссии АН СССР Пленумом, на котором рассматривались различные аспекты геоморфологии, палеогеографии и геохимии шельфа. В работе Собрания приняло участие около 100 специалистов – геоморфологов, геологов, географов, геохимиков из 14 городов и 22 научных и научно-производственных организаций АН СССР, Министерства геологии СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР и союзных республик. На Собрании было заслушано 45 докладов (из них половина была представлена методом демонстрационной информации).

За последние годы в нашей стране успешно развернулись комплексные исследования шельфа, в том числе исследования по географии и геоморфологии шельфа.

Собрание констатирует, что наиболее актуальными проблемами географического и геоморфологического изучения шельфа являются:

- 1) структурная геоморфология шельфа;
- 2) типы и формы рельефа шельфа;
- 3) современные процессы рельефообразования на шельфе;
- 4) четвертичная история шельфа;
- 5) геохимия аквальных ландшафтов шельфа.

Эти проблемы имеют большое научно-теоретическое и практическое значение. Практическая значимость исследований на шельфе определяется потребностями освоения его огромных минеральных, энергетических и пищевых ресурсов, которые еще только начинают использоваться. Важное значение имеют вопросы, связанные с охраной от техногенного загрязнения аквальных ландшафтов шельфа.

Вместе с тем изучение этой части земного шара и процессов, в ней происходящих, должно дать уникальные материалы для решения теоретических вопросов планетарной геоморфологии и палеогеографии.

На Собрании ясно выявилось, что различными аспектами геоморфологии и географии шельфа в нашей стране занимаются многие учреждения и организации.

Большая работа проводится Шельфовой Комиссией ДВНЦ АН СССР, возглавляемой академиком А.А. Шиловым, по координации комплексного изучения шельфа дальневосточных и восточно-арктических морей организациями и институтами Академии наук и Министерства геологии СССР.

Несомненный интерес представляют работы ВСЕГЕИ и ВНИИморгео в создании структурной и структурно-геоморфологической (морфоструктурной) классификации шельфов. Эти исследования следует продолжить и завершить разработкой классификации шельфовых морфоструктур, имеющей важное теоретическое и практическое значение.

Совещание с удовлетворением отмечает важные исследования, проводимые Географическим факультетом МГУ им. М.В. Ломоносова по истории развития и структурной геоморфологии шельфа.

Несомненные успехи в геологическом изучении шельфа дальневосточных морей с широким использованием стратиграфических материалов получены сотрудниками Дальневосточного геологического и Северо-Восточного комплексного научно-исследовательских институтов ДВНЦ АН СССР и Приморским геологическим управлением. Детальность полученных данных позволяет достаточно уверенно вести сопоставление этапов истории окраинных морей Дальнего Востока с другими морями и океанами.

Совещание высоко оценивает исследования по выяснению строения и истории развития шельфа Дальнего Востока, проводимые Тихоокеанской геологической экспедицией Приморского геологического управления.

Весьма перспективны исследования, ведущиеся Тихоокеанским институтом географии ДВНЦ АН СССР, по геохимии аквальных ландшафтов, отражающие комплексный подход к проблеме рационального использования минеральных и биологических ресурсов шельфа.

Считать чрезвычайно важным для гидротехнического строительства в береговой зоне и прогноза изменения рельефа верхней части шельфа исследование Московского государственного университета и Тихоокеанского института географии ДВНЦ АН СССР по динамике активного слоя штормовой переработки донных отложений.

За последние годы достигнуты значительные успехи в изучении и промышленном освоении прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых (Приморское геологическое управление, ВНИИморгео, "Севморгео" Министерства геологии СССР и др.).

Большим достижением советских геоморфологов является изучение строения и картирование антарктического шельфа и шельфа Индийского океана и Средиземного моря с оценкой их перспективности в отношении полезных ископаемых (ИГ АН СССР и НИЛзарубежгеология).

Следует приветствовать работы Одесского университета по инженерно-геологическому и инженерно-геоморфологическому картированию шельфа северо-восточной части Черного моря.

Совещание выражает сожаление относительно отсутствия докладов о результатах работ Института океанологии АН СССР им. П.П. Ширшова, сотрудники которого, как известно, являются пионерами в исследовании геологии и геоморфологии шельфа.

На Совещании выявилось неблагоприятное положение с терминологией геоморфологических образований и процессов шельфовой зоны.

Совещание решает:

1. Считать необходимым расширение геоморфологических исследований на шельфе для дальнейшей разработки теории и разнообразных запро-

сов практики. Особое внимание следует обратить на геоморфологическое картирование шельфа в разных масштабах.

2. Целенаправленное и систематическое изучение шельфа (ландшафтное, геоморфологическое, геологическое и т.п.) немислимо без детальной топографической основы шельфа и суши. Существующие морские навигационные карты по степени детальности изображения рельефа, по принципам генерализации и т.п. не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к географическим основам. Следует признать необходимым составление детальных топографических (батиметрических) карт акватории шельфа СССР. Совещание поддерживает инициативу ГУГК при Совете Министров СССР по разработке принципов и составлению первых опытных листов таких карт и обращается к ГУГК'у с предложением продолжить и расширить эти работы.

3. Считать необходимым резко улучшить обеспечение исследований на шельфе специализированными судами, буровыми установками для подводного бурения, геолокаторами и т.п.

4. Необходимо обратить серьезное внимание на комплексную аналитическую обработку получаемых при бурении шельфа материалов с использованием современных методов (абсолютная геохронология, изотопные, физико-химические, батистратиграфические и другие методы).

5. Просить Секцию шельфа Океанографической Комиссии АН СССР возглавить работу по упорядочению геоморфологической терминологии шельфа.

6. Просить Геоморфологическую Комиссию АН СССР подготовить к сдаче в издательство "Наука" Трудов настоящего Совещания. Считать необходимым опубликовать информацию о настоящем Совещании в научных журналах ("Геоморфология", "Советская геология", "Океанология", "Колыма").

Совещание выражает благодарность Оргкомитету Тихоокеанского института географии ДВНЦ АН СССР (председатель Ю.П. Баденков) за большую работу по организации настоящего Пленума, изданию сборника тезисов "География и геоморфология шельфа", проведению научной экскурсии по Южному Приморью. Совещание просит руководство ДВНЦ отметить успешную работу членов Оргкомитета и секретариата.

# СОДЕРЖАНИЕ

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ШЕЛЬФА

<i>Л.Г. Никифоров.</i> Структурная геоморфология шельфа . . . . .	3
<i>Г.С. Ганешин, В.В. Соловьев, Ю.Ф. Чемяков.</i> Структурные и структурно-геоморфологические особенности шельфов . . . . .	9
<i>А.П. Валптер, Ю.И. Гольдфарб.</i> Принципы морфоструктурного районирования шельфа и прибрежной суши северо-восточных морей СССР . . . . .	12
<i>С.М. Александров.</i> О геоморфологии шельфов различных типов (на примере переходных зон между поднятиями Сахалина и Кавказа и прилегающими глубоководными впадинами) . . . . .	23
<i>Г.А. Сафьянов.</i> Подводные каньоны — их динамика и взаимодействие с верхней частью шельфа. . . . .	29
<i>И.Г. Вейнбергс.</i> Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана (на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-восточной части Охотского моря) . . . . .	37
<i>Е.В. Елисеєва.</i> К вопросу о динамическом равновесии подводного берегового склона. . . . .	42
<i>Н.Ф. Глазовский.</i> Роль подземных вод в геоморфологических процессах на шельфе . . . . .	47
<i>Ф.Я. Коваленко.</i> К методике выделения уровней береговых линий фландрского возраста на основе морфологического анализа подводного склона побережья . . . . .	55
<i>Ю.В. Кочемасов, Ю.П. Баденков, Г.И. Шумов.</i> Формирование вещественного состава донных осадков бухты в зависимости от годовых расходов твердого стока реки . . . . .	59
<i>В.В. Никольская, Г.П. Скрыльник.</i> Геофизическая и морфогенетическая сущность мегалопобережий Дальнего Востока. . . . .	63
<i>Е.А. Арчиков, Ю.К. Ивашильников.</i> Особенности побережья и шельфа юго-западного Приохотья в зависимости от их морфоструктурной основы . . . . .	66
<i>В.В. Шолохов.</i> Об отражении особенностей тектонического строения шельфа Африкано-Сицилийского порога в рельефе морского дна (Средиземное море) . . . . .	71
<i>А.В. Живаго.</i> Морфоструктура антарктического шельфа. . . . .	75

## РЕГИОНАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ШЕЛЬФА

<i>А.И. Введенская, Е.И. Игнатов, И.С. Проходский, В.А. Робсман.</i> Мощность слоя штормовой переработки осадков верхней части шельфа Японского моря . . . . .	98
<i>К.П. Кривулин, С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева.</i> К геоморфологии бухт Среднего Приморья . . . . .	107
<i>Р.Б. Крапивнер, Г.С. Данилина.</i> Морские террасы берегов Южного Приморья . . . . .	115
	225

<i>А.Н. Александрова</i> , Морские террасы Сахалина и Хоккайдо . . . . .	123
<i>Л.Н. Морозова, В.Ю. Бирюков, Н.В. Волкова, Л.А. Жиндарев</i> . Основные особенности морфологии внутренней зоны шельфа Чукотского моря. . . . .	131
<i>А.П. Валпетер</i> . Характерные формы рельефа прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря и их значение для палеогеографических реконструкций . . . . .	134
<i>Л.Б. Розовский, А.Р. Шувалов</i> . Об особенностях влияния геолого-геоморфологического строения на инженерно-геологические условия шельфовой зоны Черного моря . . . . .	139
<i>Ю.Д. Шуйский</i> . О подводной абразии в верхней части шельфа северо-западного района Черного моря. . . . .	144
<i>А.А. Чистяков, Ю.А. Улицкий, О.М. Носова, Л.П. Кондакова</i> . Опыт структурно-геоморфологического анализа шельфа северной части Индийского океана в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. . . . .	148
<i>Л.П. Кондакова, Ю.А. Улицкий, А.А. Чистяков</i> . Результаты структурно-геоморфологического анализа шельфа Аравийского моря. . . . .	153

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ШЕЛЬФА

<i>П.А. Каплин</i> . Развитие шельфовой зоны в плейстоцене. . . . .	157
<i>Ю.Г. Баландин; Н.Н. Ковалюх, А.Ю. Митропольский</i> . Радиоизотопные и инженерно-геологические методы в палеогеографическом анализе голоцена западной части Черного моря. . . . .	164
<i>Е.Г. Мавв, В.А. Артамонов</i> . Раннеголоценовые регрессии Каспийского моря по данным геоморфологических и биостратиграфических исследований . . . . .	171
<i>А.П. Кулаков</i> . О тектоническом развитии материкового шельфа юга Дальнего Востока в антропогене. . . . .	175
<i>А.М. Короткий</i> . Геоморфология и палеогеография материкового японского шельфа в верхнем плейстоцене . . . . .	189
<i>П.А. Каплин, В.А. Курсалова, Н.С. Саколова, А.И. Шлюков</i> . Позднеплейстоценовые и голоценовые этапы развития шельфа и побережья Приморья . . . . .	197
<i>С.А. Горбаренко, С.П. Плетнев</i> . Палеогеографическая реконструкция Японского моря в позднем плейстоцене по видовому составу фораминифер и соотношению $O^{18}/O^{16}$ . . . . .	204
<i>А.А. Свиточ, Л.И. Базилевская, Т.Д. Боярская, Т.Н. Воскресенская</i> . Развитие побережья и верхней части шельфа юго-восточной Чукотки в плейстоцене. . . . .	211
<i>В.Г. Беспалый, В.Ф. Иванов</i> . К вопросу о ледниково-морском осадконакоплении в северо-западной части Тихого океана. . . . .	218
РЕШЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ — XII ПЛЕНУМА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОМИССИИ АКАДЕМИИ НАУК СССР, ПОСВЯЩЕННОГО ПРОБЛЕМАМ ГЕОГРАФИИ И ГЕОМОРФОЛОГИИ ШЕЛЬФА . . . . .	222

УДК 551.462 : 551.41

**Структурная геоморфология шельфа.** Н и к и ф о р о в Л.Г. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа, М., "Наука", 1978.

Зона шельфа испытывала воздействие морских волн, создавших комплекс абразионных и аккумулятивных форм рельефа. При морфоструктурном анализе шельфа важно установить унаследованность геоморфологических процессов при колебаниях уровня водоема, связанных с унаследованными тектоническими движениями. Характеризуются комплексы и формы рельефа при разных типах его морфоструктурной истории; Библ. 9 назв.

УДК 551.462 : 551.41

**Структурные и структурно-геоморфологические особенности шельфов.** Г а н е ш и н Г.С., С о л о в ь е в В.В., Ч е м е к о в Ю.Ф. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа, М., "Наука", 1978.

Выделяются три основных структурных типа шельфов: орто-, пара- и гемисшельфы. Ортошельфы являются подводными продолжениями геоструктур платформенного типа, парашельфы — складчатых и складчато-глыбовых подвижных областей, гемисшельфы — интрагеосинклинальных поднятий в современных геосинклиналях. Структурно-геоморфологические особенности шельфов понимаются как проявление в рельефе шельфов структурных категорий и тектонических деформаций различного ранга. Библ. 2 назв.

УДК 551.462 : 551.41

**Принципы морфоструктурного районирования шельфа и прибрежной суши северо-восточных морей СССР.** В а л п е т е р А.П., Г о л ь д ф а р б Ю.И. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа, М., "Наука", 1978.

При морфоструктурном районировании шельфа, представленного в основном полигенетическими равнинами, необходимо генетическое или динамическое подразделение морфоструктур. Классификация и районирование производятся по направленности и интенсивности новейших движений, учитывая случаи остаточного, унаследованного, инверсионного или наложенного развития. Районирование шельфа невозможно в отрыве от прибрежной суши. Предлагается схема подразделения морфоструктур побережий восточных морей СССР. Библ. 22 назв.

УДК 551.462

**О геоморфологии шельфов различных типов (на примере переходных зон между поднятиями Сахалина и Кавказа и прилегающими глубоководными впадинами).** А л е к с а н д р о в С.М. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа, М., "Наука", 1978.

Выделены три типа переходных зон: сбросовые, флексурные и аккумулятивные. Характеризуются особенности морфоструктуры этих зон, включая шельф и континентальный склон, динамические и палеогеографические их черты. Илл. 2. Библ. 27 назв.

УДК 551.462

**Подводные каньоны — их динамика и взаимодействие с верхней частью шельфа.** С а ф ь я н о в Г.А. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа, М., "Наука", 1978.

Характеризуются литодинамические процессы в прорезающих шельф подводных каньонах, осуществляющие сток терригенного материала через

береговую зону на шельф и далее на большие глубины. Изучение особенностей этих процессов имеет большое значение для берегоукрепительных мероприятий, гидротехнического строительства, поисков полезных ископаемых на шельфе. Илл. 2. Библ. 7 назв.

УДК 551.462

**Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана (на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря).** Вейнбергс И.Г. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

На шельфе Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря прослеживаются два комплекса древних береговых образований: голоценовой трансгрессии и доголоценовых трансгрессивно-регрессивных этапов. Затопленные речные долины по времени образования подразделяются на долины предпоследнего и более древних ледниковых и долины, возникшие во время последнего оледенения. Илл. 5.

УДК 551.435.3

**К вопросу о динамическом равновесии подводного берегового склона.** Елисева Е.В. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Определение понятия "профиль динамического равновесия" подводного берегового склона далеко от завершенности. Рассматриваются возможности формулирования такого определения при анализе энергетического баланса побережья, с позиций геоморфологии и в терминах математической статистики. Библ. 12 назв.

УДК 551.462

**Роль подземных вод в некоторых геоморфологических процессах на шельфе.** Глазовский Н.Ф. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Геоморфологическое значение подземных вод на дне океана состоит в образовании карстовых и грязевулканических форм рельефа. Возможно участие подземных вод в образовании суспензионных потоков и подводных оползней, а также в зарождении и развитии подводных каньонов. Илл. 2. Библ. 20 назв.

УДК 551.435.3

**К методике выделения уровней береговых линий фландрского возраста на основе морфометрического анализа подводного склона побережий.** Коваленко Ф.Я. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Излагается методика и принципы выделения фландрских береговых линий путем становления и анализа промерных профилей прибрежной части шельфа. Илл. 2. Библ. 5 назв.

УДК 550.839 : 551.468

**Формирование вещественного состава донных осадков бухты в зависимости от годовых расходов твердого стока реки.** Кочемасов Ю.В., Баденков Ю.П., Шумов Г.И. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Выявлена исключительная динамичность и неравномерность гранулометрического и минералогического состава осадков в поверхностном слое одной из бухт Приморья в условиях резких годовых колебаний твердого стока реки. При выносе шлама обогатительной фабрики в твердом стоке и последующей сепарации материала в бухте до глубины 20 м резко повышается содержание тяжелой фракции. При изучении процессов дифференциации обломочного материала на подводном склоне использовалась величина магнитной восприимчивости, отображающая интегральную характеристику вещественного состава осадков. Илл. 2. Библ. 11 назв.

#### УДК 551.4

**Геофизическая и морфогенетическая сущность мегабережий Дальнего Востока.** Никольская В.В., Скрыльник Г.П. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Наиболее активный обмен вещества и энергии между материком и океаном происходит в широкой зоне мегабережий, состоящей из подводной части — шельфа и надводной — мегаберега. Рассмотрены морфогенетические особенности мегабережий Дальнего Востока. Библ. 4 назв.

#### УДК 551.462

**Особенности побережья и шельфа юго-западного Приохотья в зависимости от их морфоструктурной основы.** Арчиков Е.И., Ивашинников Ю.К. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Морфоструктура региона представляет собой мозаику поднятых и опущенных блоков, относящихся к области Монголо-Охотской складчатости, мезозоидам и альпидам Сихотэ-Алиня и Сахалина. Поперечное к береговой линии простирание морфоструктур определило рiasовый тип берегов. Илл. 2. Библ. 3 назв.

#### УДК 551.462

**Об отражении особенностей тектонического строения шельфа Африкано-Сицилийского порога в рельефе морского дна.** Шолохов В.В. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Крупные и мелкие формы рельефа дна Средиземного моря в изученном регионе прямо отражают структурный план мезокайнозойского чехла Туниски-Сицилийского порога. Охарактеризованы особенности рельефа и морфоструктурного развития северного и южного геоморфологических районов, выделяющихся в пределах этого порога. Библ. 5 назв.

#### УДК 551.462

**Морфоструктура антарктического шельфа.** Живаго А.В. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Дана характеристика рельефа и морфоструктуры шельфа Антарктиды по крупным регионам. Установлена морфологическая зональность шельфа, представленная тремя зонами: зона бугристого шельфа, ближайшая к берегу, зона узких впадин, разрезающих материковую отмель, зона аккумулятивных равнин, часто имеющих "обратный" наклон в сторону материка. Илл. 6. Библ. 25 назв.

УДК 551.435.3

**Мощность слоя штормовой переработки осадков верхней части шельфа Японского моря.** Введенская А.И., Игнатов Е.И., Проходский И.С., Робсман В.А. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

При изучении интенсивности штормовой переработки донных осадков в бухтах Приморья применялся комплекс методов, направленных на определение максимальных глубин моря, при которых возможна штормовая переработка материала. Выявлены два подгоризонта, соответствующие двум периодам усиленной сепарации материала. Илл. 3. Библ. 4 назв.

УДК 551.435.3

**К геоморфологии бухт Среднего Приморья.** Кривулин К.П., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Бухты Среднего Приморья образованы в результате затопления тектонических впадин и устьев рек. Рассмотрена история развития рельефа берегов и дна бухт в связи с колебаниями уровня океана. Илл. 1. Библ. 18 назв.

УДК 551.435.3

**Морские террасы Южного Приморья.** Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Установлено 8 уровней морских террас высотой от 2,5—3 до 120—140 м. Их происхождение связано с глобальными изменениями уровня океана. Геоморфологический облик побережья Южного Приморья отражает тектонический режим эпохи последней активизации (граница миоцена и палеоцена), когда были сформированы основные морфоструктуры суши и шельфа. В четвертичное время тектоническая обстановка была относительно спокойной, что выразилось в выдержанности гипсометрии древних береговых линий. Внешний шельф обнаруживает тенденцию к погружению, внутренний шельф и прибрежная суша испытывали дифференцированные движения с преобладанием слабых поднятий. Илл. 1, Библ. 16 назв.

УДК 551.435.3

**Морские террасы Сахалина и Хоккайдо.** Александрова А.Н. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Дан обзор данных и сопоставление морских террас Сахалина и Хоккайдо. Главными факторами их формирования явились гляциозвстические колебания уровня океана в плейстоцене и дифференцированные тектонические движения. Илл. 2. Библ. 27 назв.

УДК 551.435.3

**Основные особенности морфологии внутренней зоны шельфа Чукотского моря.** Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Волкова Н.В., Жиндарев Л.А. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Верхняя зона шельфа по характеру современного рельефообразования, сохранности и развитию субаэрального и древнего морского рельефа подразделяется на три полосы. Первая до глубин 40—42 м характеризуется наличием реликтов береговых форм голоценового возраста. Вторая зона имеет

выровненный рельеф современной аккумуляции. В пределах третьей зоны развит реликтовый субазальный эрозионно-денудационный рельеф. Библиография: 7 назв.

УДК 551.462.32

**Характерные формы рельефа прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря и их значение для палеогеографических реконструкций.** Валетер А.П. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Характеризуются формы рельефа субазального генезиса (затопленные долины, дельты, термокарстовые впадины, эоловые формы), а также аккумулятивные береговые образования. Выделяется несколько уровней стояния моря на глубинах от 4 до 30 м. Библиография: 5 назв.

УДК 551.462 : 624.131.31

**Об особенностях влияния геолого-геоморфологического строения на инженерно-геологические условия шельфовой зоны Черного моря.** Розовский Л.Б., Шувалов А.Р. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Установлены связи между строением коренного фундамента и расчлененностью рельефа дна, а также между коэффициентами расчлененности дна и геоструктурами суши. Последовательность анализа морфоскульптур разного порядка доголоценовой и современной поверхности, литология и физико-механические свойства донных осадков позволяют выделить инженерно-геологические области, районы и участки шельфовой зоны. Илл. 2. Библиография: 6 назв.

УДК 551.435.3

**О подводной абразии в верхней части шельфа северо-западного района Черного моря.** Шуйский Ю.Д. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

На основании стационарных исследований морского дна Черного моря установлены скорости донной абразии, количество обломочного материала, сносимого в море с бенчей. Приведена схема развития рельефа подводного склона. Библиография: 3 назв.

УДК 551.462

**Опыт структурно-геоморфологического анализа шельфа северной части Индийского океана в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности.** Чистяков А.А., Улицкий Ю.А., Носова О.М., Кондакова Л.П. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

На основании обобщения материалов была составлена структурно-геоморфологическая карта шельфа в масштабе 1 : 2 000 000. Выявлены положительные структуры, локальные поднятия, в том числе соляно-купольные структуры, новейшие разрывные нарушения. В большинстве случаев структуры имеют прямое выражение в рельефе дна. Поэтому при проведении морфоструктурного анализа и картировании дна первостепенное значение имеет изучение батиметрических карт.

УДК 551.462

**Результаты структурно-геоморфологического анализа шельфа Аравийского моря.** Кондаков Л.П., Улицкий Ю.А., Чистяков А.А. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Установлено хорошее соответствие новейшего структурного плана, выявленного при помощи структурно-геоморфологического анализа, со структурным планом более глубоких продуктивных горизонтов, построенных по сейсмическим данным. Это определяет перспективность структурно-геоморфологических исследований при нефтегазопоисковых работах на шельфе. Илл. 1. Библ. 2 назв.

УДК 551.462 : 551.79

**Развитие шельфовой зоны в плейстоцене.** Каплин П.А. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Шельф — это окраинная зона материков, подвергнувшихся тектоническим преобразованиям при формировании в мезозойско-кайнозойское время океанических впадин. Рельеф и осадки этой зоны созданы в основном под влиянием плейстоценовых и голоценовых трансгрессий и регрессий. Илл. 1, Библ. 28 назв.

УДК 551.351.2 : 551.89

**Радиоизотопные и инженерно-геологические методы в палеогеографическом анализе голоцена западной части Черного моря.** Баландин Ю.Г., Ковалюх Н.Н., Митропольский А.Ю. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Приведены результаты геолого-гидрохимических и инженерно-геологических исследований осадков голоцена на шельфе, континентальном склоне и в глубоководной части Черного моря в районе к западу от Керченского пролива. Выявлена сопоставимость в обобщенных характеристиках показателей состава и свойств стратиграфических подразделений голоцена на шельфе и в глубоководной части моря и специфика пространственной изменчивости этих параметров. Илл. 1. Библ. 14 назв.

УДК 551.79

**Раннеголоценовые регрессии Каспийского моря по данным геоморфологических и биостратиграфических исследований.** Маев Е.Г., Артамонов В.И. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа". М., "Наука", 1978.

Уточнен возраст древних береговых линий на западе Среднего Каспия. Береговая линия на глубине 15—17 м относится к раннекаспийскому времени, а на глубине 20—25 м к послехвалынскому времени. Илл. 1. Библ. 14 назв.

УДК 551.462

**О тектоническом развитии материкового шельфа юга Дальнего Востока в антропогене.** Кулаков А.П. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа". М., "Наука", 1978.

Морская окраина материка в антропогене явилась ареной действия противоположных по знаку тектонических движений: сводово-глыбовое воздымание материковой суши и погружение впадин окраинных морей. Рассмотрена схема районирования побережья по режиму тектонических движений.

Абразионно-аккумулятивная равнина шельфа является вторичным уровнем базисного выравнивания, наложенным на доантропогенный погруженный шельф и базисную субаэральную поверхность окраины суши. Илл. 4. Библ. 40 назв.

УДК 551.462 : 551.791

**Геоморфология и палеогеография материкового япономорского шельфа в верхнем плейстоцене.** Короткий А.М. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Формирование абразионно-денудационных берегов Приморья — результат трансгрессий и регрессий в верхнем плейстоцене-голоцене. Рассмотрен рельеф и сопряженные с ним прибрежно-морские осадки первой и второй верхнечетвертичных трансгрессий, и по времени совпадающих с казанцевским межледниковьем и каргинским интерстадиалом. Библ. 20 назв.

УДК 551.462 : 551.791

**Позднеплейстоценовые и голоценовые этапы развития шельфа и побережья Приморья.** Каплин П.А., Курсалова В.И., Соколова Н.С., Шлюков А.И. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

В развитии шельфа Приморья устанавливается несколько этапов; средне-вюрмская-эмская трансгрессия, верхневюрмский этап формирования береговых баров, глубокая регрессия, синхронная ранне- или поздневюрмскому оледенению, фландрская трансгрессия, этап стабилизации уровня океана, начавшийся 7—6 тыс. лет назад. Библ. 8 назв.

УДК 551.791

**Палеогеографическая реконструкция Японского моря в позднем плейстоцене по видовому составу фораминифер и соотношению  $O^{18}/O^{16}$ .** Горбаренко С.А., Плетнев С.П. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Проведен комплексный анализ колонки с подводной возвышенности Ямато в Японском море. По соотношению тепло-, холодноводных и промежуточных групп фораминифер была построена палеоклиматическая кривая. Выделены три горизонта: голоцен, вюрм и рисс-вюрм. Анализ изотопного состава кислорода планктонных и бентосных фораминифер показал, что максимальная температура поверхностных вод была в рисс-вюрме. Илл. 2. Библ. 11 назв.

УДК 551.791

**Развитие верхней части шельфа юго-восточной Чукотки в плейстоцене.** Свиточ А.А., Базилевская Л.И., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Установлены пинакульская, крестовская, валькатленская и амгумская трансгрессии, во время которых уровень моря был выше современного. Характеризуются палеогеографически условия трансгрессий на

основании анализа разрезов плейстоцена в заливе Креста и мыса Дионисия.  
Илл. 1. Библ. 1 назв.

УДК 551.79

К вопросу о ледниково-морском осадконакоплении в северо-западной части Тихого океана. Беспалый В.Г., Иванов В.Ф. — В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., "Наука", 1978.

Изучение литолого-фациальных особенностей ледниково-морских осадков показывает, что оледенения не совпадали по времени с трансгрессиями. Библ. 5 назв.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
ШЕЛЬФА

*Утверждено к печати  
Геоморфологической комиссией,  
Институтом географии  
АН СССР*

Редактор издательства  
*Л.Г. Васютинская*

Обложка художника  
*Г.А. Астафьевой*

Художественный редактор  
*И.К. Капралова*

Технический редактор  
*Г.П. Каренина*

ИБ № 7217

Подписано к печати 20.10.78. Т — 15058  
Усл.печ.л. 14,8 + 0,6 вкл. Уч.-изд.л. 18,0  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 950 экз. Тип. зак.3929  
Цена 2 р. 80 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",  
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>  
Московская типография № 9  
Союзполиграфпрома,  
Москва, Волоцкая ул., 40

2 р. 80 к.

2811