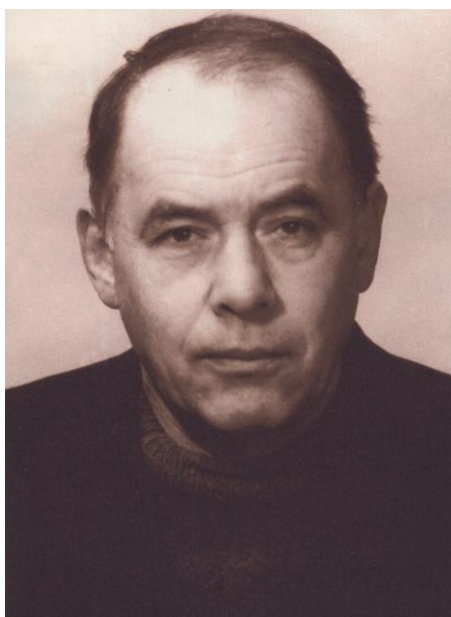




Павел Алексеевич Каплин

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова
Географический факультет

Каплин П.А.

**ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ И ШЕЛЬФА**

Избранные труды

Москва - 2010

УДК 551.41 (210.5)
ББК 26.82
М

Редакционная коллегия:
Т.А. Янина, А.В. Поротов, С.С. Фаустов

*Печатается по постановлению
Ученого совета географического факультета
Московского государственного университета
имени М. В. Ломоносова*

ISBN

Каплин П. А. Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Избранные труды. - М.: Географический факультет МГУ, 2010 – 620 с.

В книге представлены избранные статьи заслуженного деятеля науки Российской Федерации, доктора географических наук, профессора Павла Алексеевича Каплина, опубликованных в разные годы в отечественных и зарубежных изданиях и отражающие научные взгляды автора на различные вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа. Предназначена для географов, геологов, океанологов, а также лиц, интересующихся историей развития природы Земли.

УДК 551.41 (210.5)
ББК 26.82

ISBN

© Каплин П.А.
© Географический факультет МГУ, 2010

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге представлены статьи заслуженного деятеля науки Российской Федерации доктора географических наук профессора Павла Алексеевича Каплина, выбранные из почти трехсот его работ, опубликованных в разные годы в отечественных и зарубежных изданиях. Избранные статьи отражают научные взгляды автора, начиная с 1956 г. по настоящее время. Некоторые из них имеют повторения, что неизбежно при пропаганде научных взглядов исследователя.

Геоморфолог по образованию, П.А. Каплин со студенческих лет выбрал основным предметом исследований изучение геоморфологии морских берегов, побережий и шельфа. В 55-летней научной деятельности ученого эта тема была приоритетной. Им опубликовано 17 книг (частично в соавторстве) по геоморфологии морских побережий и более 30 книг и сборников издано под его редакцией (список научных публикаций П.А. Каплина приведен в конце книги). Как ведущий российский специалист, Павел Алексеевич был приглашен в различные отечественные и зарубежные энциклопедии и справочники для подготовки разделов по геоморфологии побережий и шельфа.

В течение сорока лет П.А. Каплин возглавлял на Географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова научно-исследовательскую лабораторию новейших отложений и палеогеографии плейстоцена. Поэтому часть статей посвящена вопросам палеогеографии этой эпохи, а несколько сборников научных и методических работ по этой тематике опубликовано под редакцией П.А. Каплина.

Первый раздел книги посвящен вопросам происхождения и развития фиордовых побережий. Эта тема была предложена аспиранту МГУ П.А. Каплину его учителем, выдающимся ученым, основателем учения о морских берегах Всеволодом Павловичем Зенковичем в 1953 г. До этого времени в отечественной науке данную тему детально никто не рассматривал. В результате трехлетних исследований на побережьях Чукотки, Корякии, Камчатки, Новой Земли и Мурманского побережья были обобщены результаты изучения фиордов, а также проанализирована обширная зарубежная литература по фиордовым побережьям мира. В итоге этой работы П.А. Каплин пришел к выводу, что фиорды образуются в результате тектонических движений или эрозии водными потоками. Роль экзарационной деятельности ледников при формировании фиордов преувеличена.

На основе полученных результатов в 1957 г. П.А. Каплиным была защищена кандидатская диссертация, а в 1961 г. издана монография «Фиордовые побережья СССР». В настоящей книге представлены фрагменты этой работы.

Еще в студенческие годы П.А. Каплин в составе экспедиции Института океанологии АН СССР на морском парусно-моторном боте «Геолог» обследовал берега от м. Шмидта на Чукотке до г. Петропавловска на Камчатке. Особое внимание автора привлекали многочисленные лагуны на побережье Чукотки, сформировавшиеся в результате затопления предгорных равнин и отчлененные от моря песчаными барами. Особенности формирования лагунных берегов Чукотки, а также общим вопросам формирования лагун посвящен ряд статей П.А. Каплина, а также разделы в монографиях (например, в монографии «Берега Тихого океана» разделы по Тихоокеанскому побережью Мексики и Центральной Америки). Интерес к проблеме происхождения лагун сохранился у исследователя и в дальнейшем, что нашло свое отражение в монографии, посвященной новейшей истории побережий Мирового океана (1973), а также в ряде более поздних статей с А.О. Селивановым (2003), Е.Н. Бадюковой (1999) и А.В. Поротовым (2002).

В середине 50-х годов на Курило - Камчатское побережье обрушилось мощное цунами. Академия наук СССР образовала комиссию по изучению следов воздействия волн цунами на Дальневосточные побережья, в которую вошел П.А. Каплин. По результатам работ этой комиссии была, в частности, издана «Картосхема районирования цунами-опасности побережий Дальневосточных морей», геоморфологический раздел которой был подготовлен П.А. Каплиным совместно с А.С. Иониным, а также одна из статей, представленная в данном сборнике.

В 1952 году П.А. Каплин в составе экспедиции Института океанологии АН СССР принимал участие в обследовании террас на побережьях островов Новой Земли. При этом количество террас даже на одном и том же профиле у различных авторов было разным, а их происхождение трактовалась не одинаково. Неоднозначные трактовки геоморфологии террасовых уровней побудили П.А. Каплина совместно с А.С. Иониным написать статью «Особенности формирования морских террас», которая вызвала оживленную дискуссию не только у отечественных исследователей. В статье впервые доказывалось, что лестницы абразионных и аккумулятивных террас могут образовываться не только в результате прерывистого поднятия побережий, но и при равномерном его поднятии. Причем последний

случай наиболее общий, что подтвердили исследования лестниц террас зарубежными учеными на Новой Гвинее, о. Барбадос и др. Анализ различных аспектов геоморфологии террас вошел во многие последующие статьи, а также в монографию «Новейшая история побережий Мирового океана».

В.П. Зенкович выдвинул постулат: морфология и динамика морских берегов во многом зависят от строения подводного берегового склона и динамики прибрежных вод. Поэтому сам В.П. Зенкович неоднократно исследовал прибрежную зону в легком водолазном снаряжении. С изобретением аквалангов эти исследования получили дальнейшее развитие. Освоив акваланг, П.А. Каплин проводил подводные исследования дна Курильских островов, а также прибрежных зон Белого, Балтийского и Черного морей, результаты которых положены в основу ряда статей.

С 1957 по 1968 гг. Павел Алексеевич работал в Лаборатории динамики и морфологии морских берегов Института океанологии АН СССР под руководством В.П. Зенковича. В этой лаборатории сложился хороший творческий коллектив, в который (кроме П.А. Каплина) входили А.С. Ионин и В.С. Медведев. Этим коллективом была опубликована серия обобщающих работ по геоморфологии морских побережий, составлены классификация и карты типов морских берегов для Физико-географического атласа Мира, а также карта современных вертикальных движений берегов морей СССР. Этим же коллективом вместе с В.П. Зенковичем была написана и издана монография «Берега Тихого океана» (1967), в которой П.А. Каплиным были написаны разделы по геоморфологии Тихоокеанского побережья Северной, Центральной и Южной Америки, а также заключительная глава, обобщающая результаты анализа особенностей береговых процессов по всему побережью Тихого океана.

Изучение берегов Тихого океана позволило автору сделать некоторые принципиальные выводы о различиях в динамике «открытых» океанических и «закрытых» берегов внутренних морей, о климатической зональности береговых процессов. Впоследствии эти проблемы были более детально разработаны в докторской диссертации П.А. Каплина (1970) и монографии «Новейшая история побережий Мирового океана» (1973), отдельные разделы которой представлены в настоящей книге. В диссертационной работе было показано, что динамика океанических берегов определяется воздействием на них длиннопериодных волн зыби. Проходя над широкой зоной подводного берегового склона длиннопериодные волны испытывают рефракцию и разворачивают свой фронт параллельно берегу, что

определяет преобладание поперечного перемещения наносов в береговой зоне. Этот процесс не способствует образованию постоянных вдольбереговых потоков наносов.

Региональный материал по строению берегов океанов показывает, что возникновение достаточно больших по протяженности и мощности потоков наносов – явление редкое. Крупные по размаху миграции наносов и мощности вдольбереговые потоки более характерны для внутренних морей, т.е. областей, где преобладают короткопериодные штормовые волны. Соответственно, на океанских берегах развиты примкнувшие аккумулятивные формы, а во внутренних морях – свободные аккумулятивные формы типа кос. Нужно отметить, что этот вывод был сделан в противовес распространенному мнению корифеев «береговой науки» В.П. Зенковича и О.К. Леонтьева, которые считали, что вдольбереговые потоки наносов доминируют на всех берегах Мира.

В монографии было также показано, что закон широтной зональности береговых процессов проявляется прежде всего в зональности распределения процессов абразии и аккумуляции обломочного материала в береговой зоне, что обусловлено параметрами и повторяемостью волн в разных районах, с одной стороны, и количеством и крупностью обломочного материала, поступающего в береговую зону, с другой. Те или иные особенности абразионно-аккумулятивного процесса в береговой зоне создают благоприятную обстановку для проявления таких специфических зональных элементов побережий, как мангры, дюны, термоабразионные береговые уступы и т.п., которые и создают неповторимый ландшафт береговых районов различных климатических зон. Этот вывод также был для многих исследователей берегов неожиданным и вызвал дискуссию среди зарубежных ученых (М. Каллетат, Э. Берд, Р. Норманн и др.).

В монографии было показано, что побережье Мирового океана сформировались в ходе послеледниковой эвстатической трансгрессии океана, начавшейся 17,0 тыс. лет назад. Эта трансгрессия делится на два этапа: а) послеледниковый 17,0-6,0 тыс. лет назад – период быстрого подъема уровня со скоростью 9 м в тысячелетие и б) голоценовый – последние 6,0 тыс. лет – период замедленного подъема уровня или его колебания при скоростях от 1 до 4 м в тысячелетие. В результате резкого подъема уровня в первый период (приблизительно на 100 м) были затоплены предгорные равнины, обширные пространства низменностей, которые оказались превращенными в шельфы, окружающие бассейны современных морей и океанов. До трансгрессии верхняя часть современного шельфа раз-

вивалась в условиях континентального режима. В этот и предшествующий период с материков в океан и на побережья были вынесены большие массы обломочного материала, и современный шельф стал их своеобразным коллектором. Благодаря тому, что в период трансгрессии береговая зона постоянно мигрировала вверх по шельфу, в толщу его осадков оказались закономерно включены береговые аккумулятивные образования. В дальнейшем они захоронялись под морскими отложениями. С этой точки зрения, осадки верхней части шельфа можно считать продуктом процессов седиментогенеза береговой зоны, с одной стороны, и моря, с другой.

Естественно, сама современная береговая зона возникла и эволюционировала в сравнительно короткое геологическое время – от периода резкого замедления трансгрессии около 6,0 тыс. лет назад до наших дней, т.е. на втором этапе трансгрессии. В целом, концепция автора монографии «Новейшая история побережий Мирового океана» состоит в том, что сложное сочетание эвстатического изменения уровня океана с тектоническими движениями суши определяет историческое развитие побережий и береговой зоны, современная динамика которой обусловлена волновыми процессами. Последние способны, в геологическом смысле, мгновенно перерабатывать береговую зону, тогда как колебания уровня океана приводят к медленным однонаправленным или ритмичным изменениям побережий.

Материал, вошедший в монографию, а также данные многочисленных региональных статей, лишь малая часть которых представлена в данной книге, собраны автором во многих экспедициях на морских берегах России, а также в ходе международных исследований с зарубежными коллегами. Весьма полезный материал был получен П.А. Каплиным при обследовании побережий Великобритании, Нидерландов, Северной Норвегии, Франции, Японии, Атлантического побережья США и Аргентины. Типичным примером анализа региональных проблем является монография, написанная П.А. Каплиным совместно с коллегами из Института океанологии АН СССР «Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны Дальневосточных морей» (1971).

В сферу интересов П.А. Каплина, кроме береговой зоны, входили также проблемы, связанные с геоморфологией и происхождением шельфовых зон. Он принимал участие в пионерных работах, начатых в 50-е годы Институтом океанологии СССР по исследованию прибрежных отложений с помощью вибропоршневой трубки. На Черном море эти работы проводились совместно с известным ученым - исследователем шельфа этого моря Е.Н. Невеским. В итоге этого цикла работ было показано, что шельфы образовались в ме-

зо-кайнозойское время в результате разнонаправленных тектонических движений дна континентов, была предложена классификация рельефа шельфов.

Значительное место в творческой биографии П.А. Каплина занимают вопросы, связанные с изучением колебаний уровня Мирового океана. Им проведено выделение типов изменений уровня, их амплитуды и темпы, показано их сложное взаимодействие.

В 70 - 80-е годы П.А. Каплин принимал участие в ряде экспедиций на судах АН СССР «Дмитрий Менделеев», «Каллисто», Профессор Штокман», «Академик Петровский» в бассейны Тихого и Индийского океанов. В этих экспедициях под его руководством проводились геоморфологические исследования островных побережий. Итогом этих исследований явились коллективные монографии «География атоллов юго-западной части Тихого океана», «География Сейшельских островов», а также монография на английском языке, обобщающая результаты двухлетних исследований э/с «Каллисто» в Тихом океане. Во всех монографиях П.А.Каплиным были написаны разделы по вопросам происхождения и развития рельефа океанических островов. Островная тематика нашла свое отражение и в ряде журнальных статей. В этих работах впервые в отечественной литературе проанализированы строение рельефа и возраст океанических островов, показано своеобразие береговых процессов, которые можно считать модельными для процессов эволюции берегов континентов.

В 1990-93 гг. в связи с неожиданно быстрым подъемом уровня Каспийского моря возникла угроза затопления прибрежной инфраструктуры бассейна. В связи с этой угрозой Комитет водных ресурсов РФ образовал рабочую группу по подготовке технико-экономического доклада (ТЭД) по комплексной защите и освоению российских берегов Каспийского моря. П.А. Каплин в качестве научного руководителя возглавил этот коллектив (более 200 исследователей). ТЭД, представляющий 16 томов текстового материала и 20 тематических карт, был успешно составлен, и его выводы и предложения были одобрены Правительством РФ и областными подразделениями Прикаспия. Затем проблема Каспия вошла в Программу по окружающей среде ООН, и П.А. Каплин был назначен координатором этой программы. В связи с этим были проведены совещания в Москве и Алма-Ате представителей Прикаспийских государств, где П.А. Каплин выступил с обобщающими докладами. Небольшая часть этого материала вошла в данную книгу.

Прикладными вопросами, связанными с береговыми проблемами, автор этой книги занимался не только во время работы над

Каспийской проблемой. В качестве председателя Рабочей группы «Морские берега» Комиссии по проблемам Мирового океана АН СССР П.А. Каплин многие годы консультировал берегозащитные организации на Черном, Балтийском и Японском морях. Особенно интересен был опыт НПО «Грузморберегозащита» по организации берегозащитных мероприятий в пределах бывшей Грузинской ССР. Этому опыту была посвящена статья в журнале «Природа», написанная совместно с профессором Л.Г. Никифоровым.

В последние годы поступает много информации об изменениях климата и его влиянии на уровень Мирового океана в результате таяния ледников. Подъем уровня океана в первую очередь вызывает специфические процессы и изменения на берегах континентов. По заданию Госстроя РФ и Комиссии по проблемам Мирового океана П.А. Каплиным совместно с А.О. Селивановым и другими сотрудниками Географического факультета МГУ были составлены прогнозные карты развития берегов России как в целом, так и для отдельных регионов. Одновременно был сделан прогноз будущих изменений на морских берегах, который вошел в монографию П.А. Каплина и А.О. Селиванова «Изменение уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее» (1999), а также в ряд статей.

Как уже отмечалось, многие годы (40 лет) П.А. Каплин возглавлял Лабораторию новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Географического факультета МГУ, сотрудники которой занимаются изучением истории природной среды в новейшее геологическое время. В связи с этим в книгу вошел ряд статей по общим вопросам палеогеографии плейстоцена. На Географическом факультете П.А. Каплиным читались лекции, содержание которых отчасти вошло в книги «Происхождение и развитие океанов (в соавторстве с Ю.А. Богдановым и С.Д. Николаевым)» и «Природа Мира. Берега» (совместно с О.К. Леонтьевым, Л.Г. Никифоровым и С.А. Лукьяновой).

Издание книги приурочено к восьмидесятилетию П.А. Каплина - ученого, плодотворно работающего и в настоящее время. Его знают геоморфологи и океанологи всего мира, а его труды служат учебниками и рекомендациями для многих исследователей морских побережий и шельфа. Нет сомнения, что и настоящее издание послужит той же цели.

Редакционная коллегия: Т.А. Янина, А.В. Поротов, С.С. Фаустов

ПАВЕЛ АЛЕКСЕЕВИЧ КАПЛИН

Каплин Павел Алексеевич – доктор географических наук, профессор, заслуженный деятель науки Российской Федерации, широко известный в стране и в мире ученый, областью научных интересов которого являются физическая география, геоморфология и палеогеография морских побережий и шельфа, океанология.

П.А. Каплин родился 31 октября 1930 г. в семье служащих. Отец, Каплин Алексей Алексеевич, 1905 г.р., из крестьян, всю трудовую жизнь проработал в системе Минвнешторга, являясь торговым представителем СССР в Дании. Мать, Каплина Татьяна Федоровна, 1910 г.р., из мещан, занималась домашним хозяйством.

В 1938 г. П.А. Каплин поступил в обычную среднюю школу, которую окончил в 1948 г., в этом же году он поступил на Географический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. В 1953 г. окончил университет, получив специальность «геоморфология», и был рекомендован в аспирантуру факультета на кафедру Геоморфологии. Аспирантуру окончил в 1956 г., в 1957 г. защитил диссертацию на степень кандидата географических наук по теме «Фиордовые побережья Советского Союза». Наибольшее влияние на формирование научных взглядов П.А. Каплина оказали профессор Всеволод Павлович Зенкович и академик Константин Константинович Марков.

С 1957 по 1968 гг. П.А. Каплин работал в Институте Океанологии АН СССР в качестве младшего, а затем старшего научного сотрудника. В период работы в институте он участвовал в многочисленных экспедициях на побережья морей СССР: Чукотского, Берингового, Охотского, Японского, Белого, Карского, Балтийского, Черного, Азовского и Каспийского. В качестве стипендиата ЮНЕСКО в 1965-1966 гг. изучал берега Франции, Великобритании, Нидерландов, Японии и Югославии. Руководил береговыми геоморфологическими исследованиями во время научных экспедиций на судах АН СССР и МГУ «Дмитрий Менделеев», «Каллисто», «Профессор Штокман», «Академик Петровский» в бассейнах Тихого и Индийского океанов.

В 1968 г. П.А. Каплин возглавил на Географическом факультете МГУ Лабораторию новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, занимающуюся изучением истории природной среды в новейшее геологическое время. В 1970 г. он защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора географических на-

ук по теме «Развитие береговой зоны морей и океанов в послеледниковое время». В 1973 г. удостоен звания профессора. В качестве научного руководителя возглавлял обширный (более 200 исследователей) коллектив по подготовке ТЭД по комплексной защите и освоению российских берегов Каспийского моря в условиях подъема его уровня (1990 - 1993). Павел Алексеевич активно участвовал в учебном процессе, читая курс лекций «Происхождение и развитие океана». Под его руководством защищены 11 кандидатских диссертаций, 9 его учеников успешно защитили докторские диссертации.

В течение многих лет П.А. Каплин является членом диссертационного совета географического факультета МГУ, входил в состав диссертационных советов Института географии и Института океанологии РАН. С 1975 по 1985 гг. П.А. Каплин был членом редколлегии журнала «Океанология», входил в состав редколлегии международного журнала «Береговые исследования», в настоящее время - член редколлегии журнала «Геоморфология». Многие годы он возглавлял рабочую группу «Морские берега» Совета РАН по проблемам Мирового океана, был председателем национальной рабочей группы Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО по колебаниям уровня моря и развитию морских берегов. П.А. Каплин - почетный член Комиссии по четвертичным береговым линиям Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, почетный член Комиссии по береговым природным системам Международного географического союза.

Он является автором около 300 научных работ, в том числе 17 монографий. Под научной редакцией П.А. Каплина опубликовано 37 монографий и сборников.

Наибольший вклад П.А. Каплиным внесен в следующие проблемы:

- история развития океана в четвертичное время (установлена хронология колебаний уровня);
- происхождение и развитие шельфа (показано, что шельфы образовались в мезозой-кайнозойское время в результате разнонаправленных тектонических движений океанического дна и континентов, разработана классификация рельефа шельфа);
- причины и следствия колебаний уровня Мирового океана (выявлена многофакторность процессов изменений уровня океана, сопоставлены скорости и амплитуды колебаний уровня в зависимости от причин, их вызывающих);
- динамика морских берегов (разработаны вопросы различия в динамике открытых океанических и закрытых морских берегов, вы-

полнены классификация и районирование побережий, построена модель образования морских террас при равномерных изменениях уровня моря);

- возраст, происхождение и классификация океанических островов;

- воздействие цунами на побережья (впервые проведено районирование разрушительного воздействия цунами на побережья Дальнего Востока СССР);

- развитие морских побережий в условиях глобального повышения уровня океана при воздействии усиленного проявления "парникового эффекта";

- методика океанологических исследований (обоснована и применена на практике методика непосредственных подводных наблюдений в море).

За свои научные работы П.А. Каплин награжден Премией Президиума АН СССР (1959), Почетным дипломом Всесоюзного Географического общества (1969), Премией имени Д.Н. Анучина (1975), Ломоносовской премией МГУ первой степени (1978), медалью ВДНХ СССР (1982), Международной медалью принца Альберта Монакского I-го за выдающиеся достижения в области океанологии (1989). В 1993 г. ему присвоено звание Заслуженного деятеля науки Российской Федерации.

Биографическая литература

К 60-летию П.А. Каплина // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1990. № 4. С. 85.

Краснопольский А.В. П.А. Каплин // Отечественные географы. Биобиблиографический справочник. СПб, 1993. С. 374.

30-летие Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 1999. № 3. С. 59-62.

К 70-летию П.А. Каплина // Океанология. 2000. Т. 40. № 5. С. 795-800.

П.А. Каплин. К 70-летию со дня рождения // Геоморфология. 2000. № 3. С. 120-121.

70-летие П.А. Каплина // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2000. № 5. С. 85.

К Юбилею Павла Алексеевича Каплина // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во Московского университета, 2000. С. 359.

К 75-летию Павла Алексеевича Каплина // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2005. № 4. С. 56-57.

I. Вопросы формирования фиордовых побережий

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ФИОРДОВ И ФИОРДОВЫЕ ПОБЕРЕЖЬЯ СССР¹

Проблема происхождения фиордов еще в конце прошлого века вызвала оживленную дискуссию среди географов и геологов. Различные исследователи, начиная с Д. Дана [Dana, 1849], пытались дать исчерпывающее генетическое определение фиорда. В обсуждении проблемы приняли участие О. Пешель [Peschel, 1870], А. Пенк [Penk, 1894], Ф. Рихтгофен [Richthofen, 1886], Ф. Нансен [Nansen, 1904] и др.

Большая группа участников дискуссии [Ramsay, 1862; Geikie, 1894 и др.] главным фактором образования фиордов считала деятельность ледников. Другая часть авторов, к которым примыкали Ф. Рихтгофен, А. Пенк и Ф. Нансен, высказывала мнение, что решающую роль в формировании фиордов сыграли текущие воды.

Наконец, взглядам сторонников эрозионных теорий происхождения фиордов противостояла точка зрения исследователей, которые придерживались мнения, что фиорды являются долинными формами тектонического происхождения. Ярким выразителем последнего взгляда явился Д. Грегори [Gregory, 1913]. В своей известной монографии «Природа и происхождение фиордов» он последовательно проводит мысль о тектоническом происхождении всех фиордовых систем мира.

Образование фиордов Д. Грегори связывает с сетью трещин-разрывов, которые возникают при поднятии горных стран, сложенных прочными кристаллическими породами. Земная кора во всех фиордовых областях мира подверглась поднятию и растяжению в период опускания океанического дна в северной Атлантике и Антарктике во время альпийского орогенеза. Альпийские складчатые движения земной коры были наиболее интенсивными в приэкваториальной полосе и умеренных широтах, в приполярных районах они отразились, как пишет Д. Грегори, лишь в виде сводовых поднятий и сопутствующих им дизъюнктивных дислокаций, развившихся затем в фиорды. В подтверждение тектонической теории происхождения фиордов Д. Грегори приводит целый ряд дока-

¹ Статьи в настоящей книге без указания авторства опубликованы под именем П.А. Каплина.

зательств соответствия отдельных фиордовых заливов и проливов линиям разрывных нарушений.

Работа Д. Грегори явилась наиболее крупным обобщением по фиордам, хотя она и не внесла окончательной ясности в проблему их происхождения. До настоящего времени в различных статьях, справочниках и учебниках встречаются разные решения вопроса о происхождении фиордов. Так, В. Торнбери – автор новейшего американского руководства по геоморфологии [Thornbury, 1954] – определяет фиорды как ледниковые трог, эродированные льдом ниже морского уровня, и пишет далее, что «идея о тектоническом происхождении фиордов в настоящее время отвергнута».

С эрозионной деятельностью ледников связывают образование фиордов и авторы других отечественных и иностранных учебников по геоморфологии [Эдельштейн, 1947; Бондарчук, 1949; Engeln, 1942; Cotton, 1952 и др.]. С другой стороны, значительное число исследователей поддерживает тектоническую теорию происхождения фиордов [Зенкович, 1951; Леонтьев, 1955; Høltedahl, 1940 и др.].

Одностороннее освещение этой проблемы в современных руководствах и учебниках по геоморфологии является следствием разноречивых взглядов на происхождение фиордов у авторов, занимающихся их непосредственным изучением.

Рассматривая конкретный географический и геологический материал по фиордовым областям Норвегии, Шотландии, Британской Колумбии, большинство исследователей этих районов и в настоящее время подчеркивает, прежде всего, связь фиордов с дизъюнктивными нарушениями.

Норвежские геологи [Stormer, 1935; Dons, 1952 и др.] убедительно доказали совпадение одного из крупнейших фиордов Норвегии – Осло-фиорда – с грандиозным грабеном. С дизъюнктивными дислокациями связано образование известных норвежских фиордов Хардангер, Тронхейм, Берген, Тана, Парсангер и др. Такая связь установлена непосредственно при полевых геологических исследованиях Г. Альманом [Ahlmann, 1919], Н. Кольдерупом [Kolderup, 1931] и др.

Система разрывов, к которым приурочены фиорды Норвегии, рисуется Д. Седерхольмом [Sederholm, 1913] как сеть радиальных тектонических нарушений, осложнивших купольное поднятие Фенноскандии в доледниковое время. Разрывы, связанные с фиордами, Хольтедаль [Høltedahl, 1940] ставит в зависимость от грандиозных дислокаций на границе между поднимающимся континентом и шельфом.

Сброс или система сбросов проходят параллельно береговой линии Норвегии, совпадая с хорошо выраженной в подводном рельефе ложбиной. Одновременно с параллельным берегу сбросом про-

изошло раскалывание этой части Скандинавии радиальными и концентрическими дизъюнктивными дислокациями.

Недавно эта система разрывов была описана Г.Д. Рихтером [1955], который вслед за Д. Седерхольмом и В.В. Белоусовым [1952] относит Фенноскандию к типу так называемых черепаховых структур. Концентрические разрывы Г.Д. Рихтер прослеживает вдоль проливов, отделяющих от побережья полуострова и острова, и по берегам некоторых фиордов (например, Тронхейм-фиорд, Хардангер-фиорд). С разрывами радиального направления совпадают перпендикулярные к линии берега фиорды северо-западного побережья Скандинавии.

Как предполагают Д. Грегори и Г. Клоос [Cloos, 1939], фиорды Шотландии также возникли в связи со сводовым поднятием островов Великобритании в третичное время. Однако в целом сеть разрывов, пересекающая Британские острова, по представлениям Д. Аудена [Auden, 1954], является более сложной, чем система радиальных и концентрических нарушений.

Названный автор рисует сложную систему разрывов, хорошо выраженную в топографии Шотландии и, прежде всего, в очертаниях и направлении фиордов, озер и долин. Он полагает, что некоторые из фиордовых озер, например Грейт-Глен, связаны с девонскими, другие – с молодыми (не старше эоцена) разрывами. Молодые разрывы очень четко датируются по третичным лавам, которые они пересекают.

Наложение молодых дислокаций на более древние, наличие своей системы разрывных нарушений радиального направления у каждого плутонического центра в районах распространения третичных лав заставляют Д. Аудена вносить коррективы в схему общей сети радиальных и концентрических дислокаций Шотландии.

Тектоническое происхождение имеют и фиорды Британской Колумбии. М. Пикок [Peacock, 1935], изучивший геологию этой фиордовой области, считает, что большинство фиордов следует контактам геологических формаций, совпадает с разрывами и зонами дробления. Во многих случаях М. Пикок устанавливает, что берега фиордов имеют сбросовое происхождение.

Таким образом, фиорды Норвегии, Шотландии и Британской Колумбии являются по существу типичными доледниковыми тектоническими долинами, лишь несколько преобразованными в ледниковое и послеледниковое время различными рельефообразующими процессами.

В то же время, кроме тектонических, существуют фиорды эрозионного происхождения. Многие авторы, работавшие на фиордовых побережьях Гренландии, Исландии, Шпицбергена, приходят к заключению, что большинство фиордов этих областей совершенно не связано с разрывными нарушениями и структурными линиями. К подобному выводу пришли Д. Уорди [Wordie, 1927] и Дж. Бретц

[Bretz, 1935], исследовавшие район фиорда Франца-Иосифа в Гренландии. Они подробно изучали геологию побережья и не обнаружили совпадения фиорда Франца-Иосифа и других близлежащих фиордов с тектоническими линиями.

Г. Альман [1941] показал, что очертания фиордовых систем Гренландии позволяют считать их расчленившей побережье дренажной сетью. Развитию глубоких речных долин на побережье Гренландии способствовал влажный климат третичного времени и особенности геологического строения территории. В породах, подобных гренландским (глинистые сланцы, песчаники, конгломераты), водная эрозия, по свидетельству Г. Альмана, достигает огромного эффекта и способна формировать крутостенные долины, превращающиеся затем при затоплении морем в фиорды.

Наконец, последние работы американских и английских геологов, производивших геологическую съемку Гренландии, окончательно убеждают нас в том, что на берегах Гренландии можно встретить немало фиордов, совершенно не зависящих от дизъюнктивных нарушений. По данным С. Эга [Eha, 1953], с тектоническими структурами и нарушениями не совпадают крупнейшие фиорды восточной Гренландии – Короля Оскара, Антарктический, Кемпес и др.

П. Адамс и Д. Коуи [Adams and Cowie, 1953] отмечают подобные фиорды (фиордовое озеро Клубе) в районе Земли Пири, а Г. Древер и П. Вилли [Drever and Wyllie, 1951] – на западе Гренландии. Последние не обнаружили признаков тектонического происхождения таких крупных фиордов, как Карратс, Лаксе и др. П. Адамс и Д. Коуи указывают на значительное доледниковое расчленение побережья и в то же время отводят большое место в формировании фиордов долинным ледникам. Имеются указания на эрозионное происхождение фиордов Исландии [Hjulström, 1954].

На территории СССР встречаются фиорды разных типов. Они располагаются в пределах побережий Чукотского полуострова, Корякского нагорья, восточной Камчатки, Кольского полуострова, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли.

К сожалению, до сих пор морфология фиордовых побережий СССР, типы фиордов и вопросы, связанные с их генезисом, не получили сколько-нибудь полного освещения в отечественной литературе. Лишь немногие из фиордов побережий Советского Союза упоминаются в отдельных региональных геологических работах. Настоящая статья является первой попыткой обобщить литературный и картографический материал и данные личных полевых наблюдений автора по фиордам, расположенным на территории СССР.

Из фиордов, встречающихся на побережьях СССР, наиболее крупные – пролив Маточкин Шар и Кольский залив. Они имеют протяженность соответственно 125 км и 70 км. Максимальные глубины в обоих этих фиордах не превышают 350 м. Меньше по своим

размерам фиорды тихоокеанского побережья СССР. Самый крупный из них – залив Лаврентия на Чукотском полуострове – врезан в побережье на 52 км. Большинство других фиордов вытянуты на 15 – 30 км. Глубины в фиордах северо-востока не превышают 100 – 120 м, и только в бухте Провидения центральная глубоководная впадина имеет глубину, равную 156 м. Многие из фиордов Кольского полуострова и все камчатские фиорды не превышают 15 км.

Наиболее сложно разветвленная сеть фиордов располагается на юго-востоке Чукотского полуострова и включает три фиордовых залива и три пролива (район пролива Сенявина), которые в нескольких пунктах пересекаются между собой.

Большинство фиордов заложено по узким и коротким долинам. Горные вершины с отметками до 700 – 1000 м своими крутыми склонами с трех сторон окружают их акватории. Часто с отвесных, почти нерасчлененных берегов низвергаются водопады, а в верхних частях склонов располагаются кары, служащие вместилищами временных снежников. Благодаря малой расчлененности высоких берегов и исключительной узости многие фиорды (особенно в пределах Корякского нагорья и восточной Камчатки) кажутся щелями, рассекающими сушу (рис. 1, 2).



Рис. 1. Вершина фиорда на побережье Корякского нагорья

Фиорды описываемых побережий имеют прямолинейные очертания в плане и плоское дно, что в сочетании с крутыми берегами и подводными склонами придает им корытообразную в поперечном сечении форму (рис. 3). В то же время промеры вдоль акваторий фиордов позволяют обнаружить значительно большую глубину во внутренних частях заливов, нежели у входа (рис. 4). Нередко относительное превышение подводного устьевых порога по сравнению с внутренней глубоководной впадиной у фиордов СССР достигает 100 м и более.



Рис. 2. Тектонический фиорд на побережье восточной Камчатки

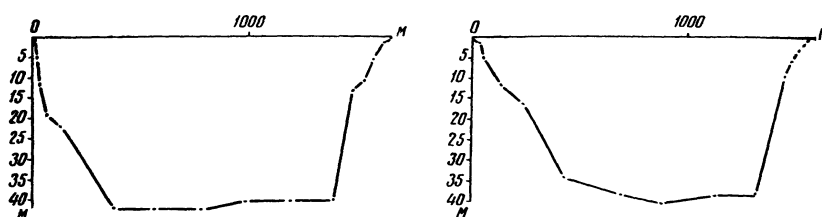


Рис. 3. Поперечные профили фиордов (подводная часть)

Кроме подводных порогов и трогового поперечного профиля, в фиордах можно встретить и многие другие морфологические черты, присущие типичным фиордам.

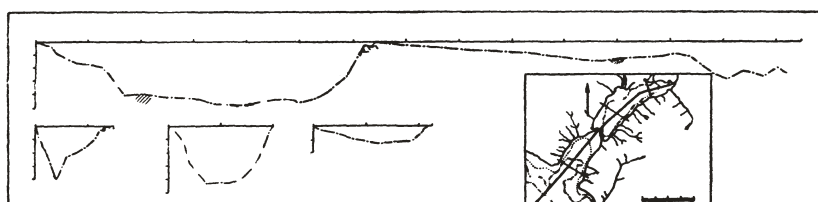


Рис. 4. Профили, построенные по данным продольных и поперечных промеров в фиорде на Камчатке

Среди фиордов СССР отчетливо выделяются тектонический и эрозионный типы. Тектонические по происхождению фиорды наиболее ярко представлены на Кольском полуострове, Корякском на-

горье и восточной Камчатке. Фиорды Кольского полуострова связаны с системой разрывов, пересекающих Фенноскандию, которая в третичное время испытала поднятие куполовидной формы. Разрывные нарушения Кольского полуострова входят в общую систему радиальных разрывов Балтийского щита и продолжают разломы Норвегии и Швеции. Они значительно меньше по размерам, чем разрывы норвежского побережья. Соответственно фиорды Мурмана оказываются меньше норвежских фиордов.

Совпадение фиордов Мурманского побережья с дизъюнктивными дислокациями неоднократно подчеркивалось исследователями Кольского полуострова [Полканов, 1936; Рихтер, 1936, 1946; Зенкович, 1938а и др.]. Например, как указывает В.П. Зенкович, тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного простирания отчетливо фиксируются в очертаниях берегов фиорда Большая Западная Лица в формах крутых обрывов и уступов. Восточный берег другого Кольского фиорда – губы Титовки – почти совпадает с плоскостью сброса, по которому произошло опускание дна. Разрывные нарушения определяют также морфологию самого большого из фиордов Мурмана – Кольского залива, который благодаря работам А.А. Полканова изучен очень хорошо.

С мощными разломами совпадают губы Сайда, Оленья, Пала и др. По многим из этих дислокаций и разрывов произошли опускания по одному берегу или же опускания типа грабенов, ограниченные двусторонними горстами.

Приуроченность разрывов к побережью Кольского полуострова не является случайностью. А.А. Полканов по этому поводу пишет: «В распределении трещинных дислокаций обращают на себя внимание две подмеченные особенности: во-первых, приуроченность огромной частоты дислокаций разрыва к береговой полосе; во-вторых, подобные дислокации разрыва связанная с ними мелкая пересеченность рельефа распределяются, по-видимому, неравномерно и сосредоточиваются поясами, приуроченными к современным фиордам и впадающим в них рекам, уходя по ним в глубь материка» [Полканов, 1936, стр. 123].

Основные радиальные разрывы, которые совпадают с крупнейшими фиордами и долинами, сопровождают грандиозный мурманский сброс (сброс Карпинского), по которому был опущен прилегающий участок дна Баренцева моря и который отделяет кристаллическую глыбу Кольского полуострова от пояса складкообразования осадочных пород на полуострове Рыбачьем и острове Кильдин. Таким образом, мурманские фиорды, так же как и фиорды Норвегии, совпадают с разрывами, примыкающими к сбросу вдоль побережья.

Видимо, сочетание сбросов, ограничивающих побережье со стороны моря, с тектоническими фиордами – закономерное явление для фиордовых областей. С подобным сбросом связаны не только

фиорды Норвегии и Кольского полуострова, но и фиорды Корякского нагорья, Камчатского и Чукотского полуостровов.

Сбросы большой протяженности и амплитуды указывают на общую тектоническую подвижность суши рассматриваемых районов. На побережьях Норвегии, Кольского полуострова и Корякского нагорья сбросы вдоль линии берега отделяют сушу, испытавшую в третичное и раннечетвертичное время поднятие, от опущенных участков морского дна.

Общее сводовое поднятие Корякского антиклинория датируется поздне третичным и четвертичным временем [Обручев, 1939]. Вся эта область консолидировалась в жесткий массив только в третичном периоде, и вообще воздымание территории происходило уже после завершения складчатости во время четвертичных эруптивных циклов. К этому же периоду относятся дизъюнктивные дислокации Корякского нагорья, с которыми совпадают фиорды на побережье.

В пользу широкого развития поздне третичных и четвертичных дислокаций говорит то, что во многих местах разрывы и сбросы нарушили третичные осадочные и даже четвертичные эффузивные толщи.

Интересно отметить, что более всего подвержены разрывным нарушениям породы так называемой ватынской свиты – яшмы и яшмо-кварциты [Николаев, 1945]. Структуры, сложенные этой свитой, испытали многократные тектонические движения. В связи с монолитностью и большой прочностью малопластичных яшм и яшмо-кварцитов, слагающих ядра структур, область распространения пород ватынской свиты превращена в своего рода жесткую плиту, отвечающую на тектонические движения разрывными нарушениями. Наиболее характерные из фиордов Корякского нагорья приурочены к зоне развития яшм и яшмо-кварцитов ватынской свиты. Между тем в соседних районах, где развиты туфогенные толщи, типичных фиордов нет.

Влияние разрывных нарушений на формирование корякских фиордов проявляется в целом ряде геологических и геоморфологических признаков.

Особенно показателен в этом отношении узкий и глубокий фиорд – бухта Северная Глубокая. Он расположен на стыке двух орографических систем различного направления. С одной стороны, хребты Ватына, Снеговой и др., находящиеся непосредственно к северо-востоку от бухты, имеют юго-восточное простирание и располагаются по нормали к берегу, в то же время с юга сюда подходят отроги Олюторских гор, простирающихся вдоль береговой линии. Несомненно, что граница горных систем разного направления совпадает с крупным тектоническим нарушением.

Сам фиорд имеет прямоугольные очертания и вытянут в одну линию с долиной р. Аниваям. Эта долина, совершенно прямая и узкая, как щель, продолжается в глубь суши на многие десятки кило-

метров, не меняя своего направления. К геоморфологическим признакам разлома нужно отнести особый характер берегов бухты Северной Глубокой. Они отличаются прежде всего исключительной прямолинейностью, если, конечно, не принимать во внимание вторичное расчленение берега, обусловленное избирательной денудацией и абразией. В береговых уступах фиорда обнаруживаются многочисленные следы мелких нарушений, которые, по всей видимости, сопровождают разлом по бухте Северной Глубокой. Основным разломом, с которым совпадает фиорд, трудно обнаружить из-за однообразия в геологическом строении берегов этой бухты (Северной Глубокой) и из-за многочисленных следов работы других рельефообразующих агентов, затушевавших проявления тектоники.

Отчетливо выделяется разлом, совпадающий с фиордовой бухтой Анастасии, по которой проходит граница между породами двух разновозрастных свит. И.Т. Николаев и Д.М. Колосов [1945] связывают эту границу с тектоническим контактом. Оба исследователя непосредственно в поле обнаружили многочисленные зеркала скольжения в так называемых ильпийских глинистых сланцах, на границе с ватынскими яшмо-кварцитами.

Интересный тип тектонических фиордов распространен в пределах северо-восточной части Корякского нагорья. Фиордовые долины этой части нагорья – Аринай, Орианда, Амаам² совпадают с синклинальными или скорее брахисинклинальными депрессиями, разделяющими отдельные хребты гор Уквушвуйнен, подходящие по нормали к береговой линии. Депрессии осложнены на крыльях сбросами. Последние образовались вследствие сильного растяжения на крыльях антиклинальных складок при поднятии их в позднегерцинское время. Синклинальные понижения поэтому приобретают здесь черты грабенов, по которым опустились блоки суши и заложилась долины и бухты.

Фиорды восточной Камчатки – бухты Ахомтен, Вилучинская и др., по данным геологической съемки, также являются типичными грабенами. Бросается в глаза исключительная прямолинейность и прямоугольность в очертаниях фиордов, совпадающих с грабенами. Бухта Ахомтен, например, имеет форму почти правильного прямоугольника.

Приведенные примеры показывают, что тектонические фиорды СССР, как правило, совпадают или с грабенами, или с системами разрывов, осложняющих поднимающиеся структуры типа сводов и

² На гидрографических картах названные фиорды носят наименование лагун. Однако генетически и морфологически они являются типичными фиордами, акватории которых в недавнее геологическое время отделились от моря пересыпями.

куполов и примыкающих к грандиозным сбросам вдоль побережий. Некоторые из фиордов заложились на крыльях крупных антиклинальных структур вдоль разрывов, пересекающих складки вкрест простираения. К подобному типу фиордов, видимо, относятся фиорды Олюторского залива побережья Берингова моря – бухты Лаврова и Южная Глубокая.

Понятно, что определение «тектонические» по отношению к названной группе фиордов нельзя понимать буквально. Даже типичные тектонические долины и фиорды, полностью совпадающие с грабенами или зияющими разрывными нарушениями, в процессе развития подвергаются более или менее значительной переработке экзогенными процессами, среди которых основную роль играют текучие воды и ледники.

Реки не только перерабатывают тектонические депрессии, но и самостоятельно создают крупные долинные формы, в том числе и фиорды. Формирование реками таких специфических форм рельефа, как фиорды, с их отвесными бортами, узкой глубокой долиной и значительным переуглублением возможно при определенном сочетании геологических условий. Такие условия сложились, например, на побережье северного острова Новой Земли. По данным геологической съемки, в настоящее время установлено, что подавляющее большинство фиордов Новой Земли, в том числе такие крупные, как пролив Маточкин Шар, губа Крестовая, губа Митюшиха, залив Медвежий и др., не совпадают с тектоническими нарушениями. Разрывы архипелага по большей части ориентированы вдоль оси островов, т. е. параллельно основным тектоническим линиям и перпендикулярно к направлению фиордов. Есть все основания полагать, что наибольшее значение для формирования фиордов Новой Земли имела деятельность текущих вод.

Заложение фиордов на островах произошло в третичное время, и к моменту оледенения здесь уже существовала, как указывает Ф. Нансен [1922], развитая сеть эрозионных долин. Современные эрозионные долины Новой Земли, как правило, имеют очень глубокий врез и отличаются каньонообразным или скорее ящикообразным поперечным профилем. Доломниковые долины, видимо, имели еще больший врез, но также обладали крутыми берегами и плоским дном.

Формированию на Новой Земле глубоких и относительно узких речных долин в третичное время способствовало быстрое поднятие архипелага, примерно на 200 – 250 м, и обильное его увлажнение [Панов, 1937]. Быстрое поднятие страны, как известно, всегда приводит к интенсивному врезанию узких долин, так как в этом случае процессы боковой эрозии и сглаживание склонов долин, в меньшей степени зависящие от изменений в уклонах, отстают от углубления дна.

Сохранение крутых склонов эрозионных долин, так же как по-

всеместная устойчивость древних абразионных обрывов, на Новой Земле обеспечивается литологическими особенностями пород, слагающих побережье. Здесь распространены преимущественно осадочные и метаморфические породы: глинистые сланцы, известняки, песчаники, плотные кварциты. Вся толща осадочных отложений представляет собой весьма частое переслаивание слоев, пластов и пачек пород. Видимо, вследствие интенсивной складчатости в сланцах, песчаниках, известняках и других породах наблюдается частая мелкая трещиноватость и сланцеватость, в результате чего даже в коренном залегании породы разделены на отдельные плитки и куски. Эти свойства горных пород Новой Земли способствуют их высокой водопроницаемости. Быстрое просачивание вод в районах распространения проницаемых пород влечет за собой ограничение поверхностного смыва, оползней и даже поверхностного выветривания. В результате обвалов и бокового подмыва склоны отступают, не уменьшая своей крутизны. Идущее параллельно с глубинным врезанием отступление склонов ведет к образованию долин с характерным ящикообразным поперечным профилем.

Система таких глубоких ящикообразных долин, пересекавшая новоземельские горы от центрального водораздела до края приподнятого над уровнем моря шельфа, была в ледниковое и послеледниковое время преобразована в систему фиордов и фиардов.

Большую работу по моделированию эрозионных долин произвели четвертичные ледники. Ледниковая экзарация на Новой Земле, так же как и в других горных областях, по всей видимости, в силу различных причин проявляется дифференциально. На отдельных участках долин ледники в сильной степени преобразили первоначальный эрозионный рельеф. Это в первую очередь относится к формированию низких сквозных перевалов (благодаря чему смог возникнуть такой замечательный фиорд, как пролив Маточкин Шар) и к созданию замкнутых впадин во внутренних частях заливов.

С другой стороны, в некоторых фиордовых долинах ледники даже не сгладили уступы межледниковых террас, на которых обнаружена фауна межледниковья, и не преобразовали поверхности прибрежной равнины (стрендфлета), которая не только окаймляет побережье Новой Земли, но и развита по берегам многих фиордов, на что обратил внимание О. Хольтедаль [1935]. Несмотря на то, что прибрежная равнина возникла в период первого оледенения и межледниковья [Панов, 1937; Gronlie, 1924], ее рельеф хорошо сохранился. Ледниками почти не переработан рельеф боковых склонов долин, и долины во многих случаях не изменили форму своего поперечного профиля. Изучение долин и фиордов, занятых языками ледников, в северо-западной части Новой Земли убедило автора в том, что эти долины имеют скорее ящикообразный, чем троговый профиль. Все ледниковые долины в районе гавани Мака и залива Иностранцева выглядят как довольно узкие проходы, с плоским дном и крутыми

бортами, без характерных для трогов сглаженных перегибов в верхних и нижних частях склонов.

На восточном побережье участки долин, недавно освободившиеся от ледников, также имеют ящикообразный, т. е. такой же, как и у водноэрозионных долин, профиль. К таким долинам относятся вершина фиорда Седова, долина Пинегина и др. Между тем ледниковые долины, освободившиеся ото льда раньше, имеют черты трогов. Таким образом, трогообразный поперечный профиль долины приобретают не вследствие ледниковой моделировки, а в результате денудации склонов после ухода ледников.

Наконец, об умеренной эрозионной деятельности ледников Новой Земли свидетельствует сравнительно малое количество моренного материала, выносимого ледниками. Моренные образования встречаются лишь у краев ледниковых языков. Морена почти не стружается ледниками в море. Непосредственно у края спускающихся в фиорды ледниковых языков наблюдаются обычно наибольшие глубины. Акватории заливов бывают занесены обломочным материалом лишь там, где в их вершины впадают реки, но не ледники. Таким образом, придавать ледникам решающее значение в формировании фиордов Новой Земли, так же как и других фиордовых областей, было бы неверно. Это заключение исходит не только из наших данных по фиордам Новой Земли, но основано и на установившихся в современной геоморфологии и гляциологии взглядах на морфологическую деятельность материковых льдов [Марков, 1941; Шумский, 1955; Авсюк, 1948; Ahlman, 1941 и др.].

Фиорды как формы рельефа долинного типа и на Новой Земле и в пределах других фиордовых побережий не могли быть созданы ледниками, хотя в каждом из них ледники оставили заметные следы своего пребывания. Ледниковые формы в фиордах (бараньи лбы, кары и т. п.), иногда очень яркие, выступают в морфологии фиордов на первый план только благодаря тому, что ледники явились последним крупным рельефообразующим агентом, принявшим участие в формировании рельефа фиордов.

Огромное значение для образования фиордов различных типов имеет вещественный состав пород, слагающих фиордовые побережья. Эрозионные фиорды, как было сказано выше, формируются в периоды быстрых поднятий областей распространения трещиноватых, переслаивающихся водопроницаемых песчаников, известняков и глинистых сланцев, способных долгое время «поддерживать» склоны крутыми. В массивных твердых кристаллических породах, напротив, развиваются тектонические фиордовые долины (Норвегия, Мурманское побережье, Корякское нагорье). Последнее обстоятельство объясняется тем, что в массивно-кристаллических породах, как указывает В.В. Белоусов [1952], наиболее часто возникают зияющие разрывы и крупные грабены, с которыми совпадают тектонические долины. Эти разрывы возникают в кристаллических породах с по-

ниженной пластичностью при сильных динамических напряжениях, которыми обычно сопровождается общее поднятие фиордовой области.

Следовательно, возникновение и тектонических и эрозионных фиордов нужно связывать с общим быстрым поднятием гористых побережий, сложенных определенными комплексами горных пород. Наиболее интенсивные поднятия происходили в фиордовых областях в третичное время [Nansen, 1922; Архангельский, 1941], и к этому периоду, видимо, следует относить заложение большинства фиордов.

Несмотря на многие черты внешнего сходства, между эрозионными и тектоническими фиордами имеются и существенные морфологические различия. Берега эрозионных фиордов обычно сильно расчленены, неровны, изобилуют вторичными бухточками. Напротив, берега тектонических фиордов боковые эрозионные долины врезаются редко, а береговая линия почти всегда прямолинейна и однородна. В плане тектонические фиорды имеют очертания почти правильных геометрических фигур с прямолинейными бортами.

Эрозионные фиорды часто довольно извилисты, меняют свое направление, их берега сближаются к вершине, к морю же они обычно широко открыты. Новоземельские фиорды, например, как заметил О. Хольтедаль, весьма напоминают по конфигурации эстуарии. Ложа фиордов эрозионного и тектонического происхождения, несомненно, были выработаны при более низком уровне океана. Свой современный облик фиорды приобрели после трансгрессии моря в устья эрозионных и тектонических долин. Послеледниковое, продолжающееся и в современную эпоху эвстатическое поднятие уровня океана в результате работ последних десятилетий может считаться доказанным [Зенкович, 1946; Daly, 1934; Valentin, 1952 и др.].

Следовательно, фиорды нужно рассматривать как затопленные морем тектонические и эрозионные долины, а их возраст датировать послеледниковой трансгрессией моря.

Фиордовые берега в целом – это берега погружения. Даже если побережье, расчлененное фиордами, в настоящее время испытывает относительное поднятие (Норвегия, Новая Земля, Мурманское побережье), то и в этом случае оно является ингрессионным, так как современное поднятие еще далеко не компенсировало послеледниковую трансгрессию моря.

В свете изложенного остаются неясными причины образования фиордов с большими глубинами, а особенно фиордов, у которых дно внутренней части переуглублено по отношению к входу. В самом деле, в общей проблеме происхождения фиордов вопрос о генезисе переуглубленных впадин и ригелей является одним из самых трудных. Предложено немало гипотез, объясняющих эту интересную особенность фиордов. Большинство исследователей исходит из признания большой экзарационной силы ледников, способных «вы-

пахивать» глубокие котловины в коренном ложе фиордовых долин [Ramsay, 1862; Bretz, 1935; Cotton, 1952]. Однако все предложенные теории неудовлетворительны и не объясняют значительного переуглубления большинства фиордов.

Трудно предположить, что на Чукотском полуострове, например, ледники, которые, видимо, имели мощность не более чем 200 м, могли переуглубить центральную часть фиордов – бухта Провидения и бухта Ткачен – на 100 м. Образование впадины во многих фиордах не могло быть вызвано временным усилением ледниковой эрозии на определенных участках долины, так как взаимное расположение впадины и ригеля часто нельзя связать ни с изменением уклона в долине, ни с впадением крупных притоков, ни с изменением в геологическом строении, ни со значительным расширением бухт у входа (бухта Провидения, бухта Ткачен, бухта Северная Глубокая, бухта Южная Глубокая и др.). Кроме того, названные фиорды переуглублены не только по отношению к своему входу, но и по сравнению с дном Анадырского залива и прилегающей частью Берингова моря. С другой стороны, отвергать возможность ледникового переуглубления в отдельных неглубоких фиордах нельзя.

Усиление ледниковой эрозии на отдельных ограниченных участках фиордовых долин может произойти вследствие резкого увеличения давления на ложе при слиянии ледниковых языков, в случае если выход из фиорда затруднен (фиорд бухта Лаврова на побережье Олюторского залива). Избирательная ледниковая эрозия может быть обусловлена также выходами мягких пород на дне фиордов (некоторые фиорды Новой Земли).

Причиной переуглубления внутренних частей фиордов по отношению к их входу может быть, кроме того, и аккумуляция морены у входа. Моренные пороги были обнаружены во время наших работ в некоторых фиордах Камчатского полуострова (бухта Вилучинская) и на Мурманском побережье В.П. Зенковичем [1938б].

Наконец, огромное переуглубление норвежских фиордов, фиордов Чукотки, Корякского нагорья и др., по всей видимости, нужно связывать с тектоническими причинами. Переуглубление фиордов, видимо, может возникнуть при опускании полосы фиордового побережья – в то время, когда прилегающая часть шельфа остается стабильной, а центральные части страны поднимаются (Чукотка). Для многих фиордов Новой Земли при сравнительном анализе геологического и геоморфологического материала обнаруживается совпадение переуглубленных котловин с синклинальными депрессиями, которые фиордовые долины пересекают вкрест простирания, или с участками дна, опущенными по сбросам, секущим долины также поперек (губа Машигина, Крестовая).

Таким образом, переуглубления различных фиордов имеют разное происхождение, и, видимо, универсальной теории образова-

ния замкнутых котловин в фиордовых долинах не может быть.

Изложенное позволяет прийти к следующим выводам:

1. Фиорды формируются в результате последовательного воздействия в разное время тектонических движений, водной и ледниковой эрозии, а также в результате послеледниковой трансгрессии моря.

2. Большую группу среди фиордов составляют тектонические фиорды, которые совпадают прежде всего с грабенами и системами концентрических и радиальных разрывов, возникающих при поднятии куполообразных и антиклинальных структур.

3. В благоприятных геологических условиях (поднятие побережья, определенное литологическое строение) водные потоки вырабатывают долины, по своим морфологическим чертам почти полностью отвечающие представлениям о фиордах. Такие эрозионные долины при затоплении их устьевых частей морем становятся типичными фиордами, которые можно назвать эрозионными фиордами.

4. Фиорды обоих типов – тектонические и эрозионные – несут на своих бортах и днище следы ледниковой обработки. Ледники не обладают способностью самостоятельно «выпахивать» такие крупные долинные формы рельефа, как фиорды, хотя они в значительной степени моделировали первичные тектонические и эрозионные долины, прежде чем те стали фиордами.

5. Важнейшим фактором при формировании фиордов являются свойства горных пород, слагающих фиордовые области. Тектонические фиорды, как правило, приурочены к районам распространения массивно-кристаллических пород, а эрозионные фиорды возникают преимущественно в водопроницаемых сланцево-песчаных породах, способных удерживать крутые склоны.

6. Окончательное оформление в фиорды тектонических и эрозионных долин, моделированных ледниками, происходит в ходе трансгрессии моря.

7. Таким образом, фиорды образуются на гористых берегах, испытавших в третичное и четвертичное время резкие относительные вертикальные движения противоположных знаков и подвергавшихся в четвертичный период горнодолинному оледенению.

8. В СССР благоприятные условия для возникновения фиордов сложились на гористых побережьях Кольского полуострова, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли, Чукотского и Камчатского полуостровов и Корякского нагорья.

Доледниковое быстрое поднятие этих побережий способствовало заложению сравнительно коротких, узких и глубоких тектонических и эрозионных долин. Ледники четвертичного времени моделировали эти долины. Эвстатическое поднятие уровня моря, связанное с таянием ледников, привело к затоплению устьевых частей долин и окончательному оформлению фиордов названных областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Г. А.* О некоторых вопросах гляциологии, «Проблемы физической географии», т. XIII, 1948.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, 1941.
- Белоусов В. В.* Тектонические разрывы, их типы и механизм образования, Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.
- Бондарчук В. Г.* Основы геоморфологии, 1949.
- Зенкович В. П.* Террасы Западной Лицы, «Ученые записки МГУ», вып. 19, 1938 а.
- Зенкович В. П.* Промысловые карты грунтов губ Княжой, Вороньей, Белой, Тр. ВНИРО, т. V, 1938 б.
- Зенкович В. П.* Влияние эвстатических колебаний уровня океана на рельеф дна и побережий, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37, 1946.
- Зенкович В. П.* Предисловие к книге Ф. Шипарда «Геология моря», 1951.
- Колосов Д. М.* Геоморфологический очерк центральной части Корякского хребта, Тр. Горно-геол. упр., ГУСМП, вып. 19, 1945.
- Леонтьев О. К.* Геоморфология морских берегов и дна, 1955.
- Марков К. К.* Эрозия ледников и рельеф гор, «Проблемы физической географии», т. 10, 1941.
- Николаев И. Г.* Геологическое строение центральной части Корякского хребта, Тр. Горно-геол. упр., ГУСМП, вып. 19, 1945.
- Обручев С. В.* Древнее оледенение и четвертичная история Чукотского округа, «Изв. АН СССР», серия географич. и геофизич., № 2, 1939.
- Панов Д. Г.* Геоморфологический очерк полярных Уралов и западной части полярного шельфа, Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 26, 1937.
- Полканов А. А.* Геологический очерк Кольского полуострова, Тр. Арктич. ин-та, т. 53, 1936.
- Рихтер Г. Д.* Орографические районы Кольского полуострова, Тр. Ин-та физич. географии, вып. 19, 1936.
- Рихтер Г. Д.* Основные черты орографии северных полярных областей, «Изв. АН СССР», серия географич., № 4, 1955.
- Шумский П. А.* Основы структурного ледоведения, 1955.
- Эдельштейн Я. С.* Основы геоморфологии, 1947.
- Adams P. J and Cowie J. W.* A geological reconnaissance of the region around the inner part of Danmarks fiord Northeast Greenland, «Meddelelser om Gronland», Bd. III, № 7, 1953.
- Ahlmann H. W.* Geomorphological studies in Norway, «Geografiska Annaler». Stockholm, Bd. 1, 1919.
- Ahlmann H. W.* Studies in North-East Greenland 1939–1940, «Geografiska Annaler». Stockholm, Bd. 23, H. 3, 4. 1941.
- Auden J. B.* Drainage and fracture patterns in North-West Scotland. «Geol. Magazin», № 5, 1954.
- Bretz J. H.* Physiography of the Fiord region of East Greenland. В кн. Boyd The Fiord Region of East Greenland. «Am. Geogr. Soc», Spec. Public 18, 1935.
- Cloos H.* Hebung – Spaltung – Vulkanismus, «Geologische Rundschau». Zwischenheft 4A, № 30, 1939.
- Cotton C. A.* Geomorphology. New York, 1952.

- Daly R. A.* The changing world of the Ice Age. New Haven, 1934.
- Dana J. D.* Observations on some points in the physical geography of Oregon and Upper California. «Amer. Journ. Sci.», ser. 2, vol. VII, 1849.
- Dons J. A.* Compound volcanic neck, igneous dykes and fault zone in the Ubberrm—husebyasen area, Oslo, «Skrifter utgitt av det Norske videnskaps-akademi i Oslo», № 2, 1952.
- Draver H. J. and Wyllie P. J.* A Scottish expedition to the Rink glacier West Greenland. «The Scottish Geographical Magazine», v. 67, № 1, 1951.
- Eha S.* The pre-Devonian sediments on Imers ø, suess land and Ella ø (East Greenland) and their tectonics, «Meddelelser om grønland», Bd. III, № 2, 1953.
- von Engel O. D.* Geomorphology. New York, 1942.
- Geikie J.* «The Great Ice-age its Relation to the Antiquity of Man». 1894.
- Gregory J. W.* The nature and origin of fiords, London, 1913.
- Gronlie O.* Contributions to the quaternary geology of Novaya Zemlya. Report of the Scientific results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya 1921, No 21, Kristiania, 1924.
- Hjulström F.* Geomorphology of the area Surrounding the Hoffels Sandur an outline, «Geografiska annaler», Bd. 36, № 1–2, 1954.
- Holtedahl O.* On the geology and physiography of some Antarctic and Sub Antarctic Islands with notes on the character and origin of fiords and strandflats of some Northern Land. Scientific Results of the Norwegian Antarctic Exp. instituted and financed by Consul Lars., Christensen, vol. 1, № 3, Oslo, 1935.
- Holtedahl O.* The submarine relief of the Norwegian Coast. Det Norske Vidensk – Akad, Oslo, 1940.
- Kolderup N. H.* Vestnorske fjorders avhengighet av Kaledonisk tektonikk, «Norsk geologisk tidsskrift», Bd. 12, Oslo, 1931.
- Nansen F.* The bathymetrical features of the North Polar seas with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore line. The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896. IV, 1904.
- Nansen F.* The strandflat and isostasy. Skr. videnskapselsk i Kristiania Math–natwkl 2B, 1922.
- Peacock M. A.* Fjord–Land of British Columbia. «Geol. Soc. Amer. Bull.» 46, 1935.
- Penk A.* Morphologie der Erdoberfläche. Bd. 2, Berlin, 1894.
- Peschel O.* Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde als Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche, 1870.
- Ramsay A. C.* On the glacial Origin of Certain Lakes in Switzerland, Great Britain, Sweden and elsewhere Quart Journ. Geol. Soc., vol. XVIII, 1862.
- Richthofen F. F.* Führer für Forschungsreisende, 1886.
- Sederholm J. J.* Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. Bull. Com. Geol. Finlande. № 37, 1913.
- Størmer.* Contribution to the Geology of the southern part of the Oslo-fiord. Norsk Geol. tidsskrift. B. 15, Oslo, 1935.
- Thornbary W. O.* Principles of geomorphology. New York, 1954.
- Valentin H.* Die Küsten der Erde. Ergänzungsheft zu Petermanns geogr. Mitt., № 246. 1952.
- Wordie J. M.* The Cambridge expedition to East Greenland in 1926. «The geographical journal», v. 70, № 3, 1927.

ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ФИОРДОВЫХ РАЙОНОВ

Проблема эволюции контура ингрессионных бухтовых берегов, к которым относятся и фиордовые, является одной из важнейших в науке о динамике и морфологии морских берегов. В соответствии с теоретическими положениями классической геоморфологии и, в частности, по представлениям Девиса [Davis, 1912] и Джонсона [Johnson, 1919], сильно расчлененные бухтовые берега погружения выравниваются в ходе своего развития после ряда этапов эволюции. Схемы Джонсона широко используются в учебниках и руководствах по геоморфологии и, несмотря на многие недостатки, до настоящего времени мало уточняются по существу и почти не исправляются. Зарубежные исследователи, например, улучшают эти схемы большей частью лишь путем графического усовершенствования блок-диаграмм [Cotton, 1952], не касаясь существа вопроса.

Недостатками схем Джонсона являются, как указывает В.П. Зенкович [1946], их упрощенность и недоучет ими влияния на развитие берега многих конкретных факторов (направление волновой равнодействующей, геологическое строение побережья и т. п.). Если на начальных этапах развития геоморфологии такие упущения были правомерны, то в настоящее время назрела необходимость подробного и конкретного анализа развития различных типов бухтовых берегов с учетом влияния основных берегоформирующих факторов.

Большим шагом в этом направлении явилась динамическая классификация морских берегов, разработанная В.П. Зенковичем [1954]. Названный автор выделил два основных типа бухтовых берегов – «открытые» и «закрытые» – и проследил основные этапы их развития при различных условиях. За «конечную» стадию развития бухтового берега любого типа он принимает выравнивание. Таким образом, положение Джонсона трактуется как совершенно очевидное, ставшее в географической науке до известной степени незыблемым канонем.

Однако в последнее время А.С. Иониным [1956] было показано, что береговая линия бухтовых побережий не во всех случаях стремится к выравниванию. В период экспедиционных работ на Беринговом и Баренцевом морях автор настоящей статьи также убедился, что расчлененные бухтовые и, в частности фиордовые, побережья в различных условиях развиваются неодинаково и не всегда выравниваются. Некоторые фиордовые побережья (Мурманский берег, Корякское нагорье) в течение длительного периода развития сохраняют черты глубокого расчленения, другие (Новая Земля), наоборот, усложняются в своих очертаниях, и, наконец, третьи (Чукотский полуостров) выравниваются. Основными факторами, опреде-

ляющими развитие фиордового побережья по одному из названных путей, являются следующие: геологическое строение прилегающей территории (в том числе наличие на побережье рыхлых толщ), характер относительных вертикальных движений суши, глубина и ширина входов в фиорды, и, наконец, баланс и тип перемещения наносов в прибрежной зоне.

Выравниванию фиордовых берегов (так же как и других закрытых бухтовых) происходит путем отчленения пересыпями акваторий фиордов от моря, в результате чего образуются замкнутые бассейны (лагуны, озера, лиманы и т. п.). Образованию пересыпей способствуют подводные пороги или ригели, которые обычно отделяют центральные глубоководные части фиордов от моря и часто служат цоколями для этих аккумулятивных форм. На мелководных порогах у входа в фиорды морские аккумулятивные формы быстро надстраиваются и на их формирование требуется сравнительно небольшое количество обломочного материала. Без подводного основания пересыпи образуются редко, так как для того, чтобы перегородить заливы, глубины которых часто достигают 100 м и более, а ширина у входа – нескольких километров, необходимо очень большое количество обломочного материала.

В некоторых случаях акватории фиордов отделяются от моря не пересыпью, а валом конечной морены; так образовалось, например, описанное Д.М. Колосовым [1945] озеро Красное (оз. Каллан) в пределах побережья Корякского нагорья. Здесь, видимо, ледник последнего оледенения спускался по фиордовой долине до моря и оставил на линии входных мысов вал конечной морены, который не был полностью затоплен в период послеледниковой трансгрессии, тогда как участок за валом оказался ниже уровня моря и был заполнен тальми водами. В других случаях моренный вал затопливается морем и служит лишь основанием для морских аккумулятивных форм. Такие пересыпи, «насаженные» на моренный порог у входа в фиорд, встречаются на побережье Восточной Камчатки, и одна из них, перегораживающая фиорд «бухта Бечевинская», была описана В.П. Зенковичем [1946]. В июле 1954 г., находясь в этом районе, я не обнаружил указанную аккумулятивную форму: на ее месте остался только подводный порог, осушающийся в отливы и имеющий в это время вид цепочки островов, сложенных валунами средней окатанности и различного петрографического состава. Очевидно, пересыпь была размыта волнами цунами, обрушившимися на Восточную Камчатку в 1952 г., и сохранился лишь затопленный вал конечной морены, служивший для нее основанием. По свидетельству Э. Кудусова (устное сообщение) в настоящее время пересыпь в бухте Бечевинская восстановилась. Она строилась из материала, поступавшего со стороны берегов, где сохранилась боковая морена, а также из валунов и гальки, оставшихся на самом пороге.

Примером аккумулятивной формы, образованной из леднико-

вого материала, слагающего порог или часть порога в фиорде, может служить также пересыпь, которая отшнуровывает акваторию бухты Лиственничной на Восточной Камчатке. Эта пересыпь сложена окатанными валунами и крупной галькой различных пород (туфы, сланцы, порфириды, граниты, гранодиориты), среди которых не заметно преобладание гранитов. С берегов же на пересыпь могут поступать валуны и галька именно гранитных пород, так как северный берег фиорда сложен гранитами, а южный, судя по морфологическим признакам, вовсе не абрадируется. Значит, пересыпь строилась в основном из валунно-галечной фракции конечной морены, выстилающей входную часть фиорда. После затопления конечноморенного вала в послеледниковое время океанские волны, свободно заходящие в широкий вход бухты Лиственничной, стали размывать морену, вырабатывая на дне профиль равновесия, соответствующий режиму волнения. При этом глинистые частицы были вымыты и унесены на глубину, а из валунов и гальки были сформированы береговые валы, составляющие пересыпь в фиорде.

Образование пересыпей и общее выравнивание бухтовых побережий в большой степени определяется геологическим строением и наличием рыхлых толщ не только на дне, но и на склонах прибрежных возвышенностей. При размыве моренных холмов и валов или осыпных шлейфов, спускающихся к урезу, обломочный материал (главным образом галька) вовлекается в продольное перемещение и аккумулируется у входов в бухты, надстраивая пересыпи. Нередко пересыпи питаются и за счет материала, поступающего с коренных абразионных участков и мысов, если только они сложены легкоразмываемыми породами. Так, выравнивание береговой линии и образование большой группы отчлененных фиордов к югу от бухты Северной Глубокой на Корякском нагорье объясняется прежде всего тем, что к морю здесь выходят горные массивы, сложенные породами туфогенной песчаниково-сланцевой толщи. Сама бухта Северная глубокая, а также все фиорды севернее ее (бухта Анастасии, бухта Наталии, бухта Павла, бухта Петра) не отчленены. Это можно объяснить только изменениями в геологическом строении берега, ибо остальные берегоформирующие факторы на северном участке остаются неизменными. В центральном фиордовом районе Корякского нагорья нет значительных накоплений морены, а побережье сложено яшмами и яшмокварцитами, которые в отличие от туфопесчаников обладают исключительной прочностью и чрезвычайно устойчивы к процессам денудации [Николаев, 1945]. Здесь разрушение береговых уступов сильно замедлено, и поэтому в прибрежной зоне почти отсутствует обломочный материал, вследствие чего аккумулятивные формы не образуются и береговая линия остается расчлененной. Выравнивание побережья центральной части Корякского нагорья не может произойти и за счет заполнения глубоких фиордов аллювием, так как реки выносят незначительное количество обломочного мате-

риала. Именно такой тип бухтового побережья имел в виду А.С. Ионин [1956], делая вывод о том, что выравнивание не всегда является обязательным для бухтовых берегов.

Помимо определенного геологического строения, выравниванию бухтовых берегов способствует относительное поднятие уровня моря. Этой причиной, видимо, можно объяснить отчленение от моря большой группы заливов Чукотского полуострова (лагуна Кивак, озеро Ыстигет, лагуна Имтук, лагуна Аччен и др.), пересыпи которых, как правило, не широки и сложены гравийно-галечным материалом. Анализ плановых очертаний береговых валов и сравнение петрографического состава галечного материала с породами, слагающими коренные берега в районах причленения пересыпей, показывает, что питание этих аккумулятивных форм происходит за счет продольного переноса наносов от абразионных участков, расположенных к юго-востоку от каждого из заливов. Интенсивной же абразии прибрежных массивов, сложенных туфами, андезитами и другими породами мезозойской вулканической толщи, способствует современное относительное опускание берегов Чукотского полуострова [Ионин, 1955; Буданов и Ионин, 1956], вследствие которого перед берегом не может выработаться мелководная подводная терраса, способная защитить клиф от размыва. Подача наносов на пересыпи на опускающемся побережье юго-восточной Чукотки по существу лимитируется лишь количеством обломочного материала, образующегося при размыве близких к ним небольших по протяженности абразионных участков, и только этой причиной можно объяснить тот факт, что некоторые из фиордов Чукотского полуострова остались открытыми (бухты Провидения, Ткачен, Румилет).

Вследствие интенсивного размыва коренных участков и постоянного притока обломочного материала пересыпи отчлененных заливов Чукотки не уменьшают своей мощности. Следы размыва, которые на них наблюдаются, свидетельствуют не об уничтожении пересыпей агрессивно наступающим морем, а лишь о том, что они перемещаются в сторону суши [Ионин, 1955; Каплин, 1957]. При современных условиях вообще вряд ли возможен размыв пересыпей или уменьшение их мощности. Это может произойти только в результате резкого изменения темпа или знака относительного изменения уровня моря или полного размыва моренных толщ, материалом которых питаются многие пересыпи. Последний вывод имеет практический интерес, ибо многие из отчлененных фиордов служат прекрасными хранилищами пресной воды. Размыв пересыпей или хотя бы прорыв их на многих участках привел бы к осолонению этих «озер-фиордов», что поставило бы под угрозу водоснабжение некоторых населенных пунктов.

Формирование пересыпей, отчленяющих заливы Чукотского полуострова и других побережий, в зависимости от крупности наносов и характера их перемещения происходит при различной крутиз-

не подводных береговых склонов. Подводные склоны описанных галечных пересыпей Чукотского полуострова имеют уклоны до 0,12 – 0,13. На побережье Корякского нагорья бухты, как правило, отчленяются от моря пересыпями, сложенными песчано-гравийным материалом. Здесь возникновение пересыпей происходит при уклонах подводного берегового склона перед ними порядка 0,05 – в верхней части и 0,025 – на глубинах 10 – 20 м (лагуны Северная, Ваймиктагын, Тюленьё озеро и др.). Не всегда обломочный материал аккумулируется непосредственно у входа в залив. Некоторые пересыпи, отчленяющие заливы Корякского нагорья (Амаян, Аловча, Кайгытгын и др.), образовались не на линии входных мысов, а за ними в глубине бухты, где уклоны дна меньше. Последние еще более уменьшаются по мере заполнения открытых частей бухт обломочным материалом (против пересыпей, отшнуровывающих лишь внутренние части заливов Амаян и Мачевна, уклоны уменьшаются до 0,014 в верхней части склона и до 0,004 – 0,007 — после глубин 8 – 10 м). При уменьшении уклонов в формировании пересыпей могут участвовать уже наносы, поступающие со дна. Но пересыпи, образованные исключительно донным материалом, на бухтовых побережьях встречаются сравнительно редко, так как возникновение таких аккумулятивных форм возможно только при значительном запасе рыхлого материала на достаточно пологом и отмелом подводном склоне у входа в фиорды. Так, например, на побережье Олюторского залива в Беринговом море пересыпями отчленились только те заливы, в которые впадают крупные реки, выносившие до трансгрессии моря огромную массу аллювия (лагуны Средняя, Каукт и др.). Песчаный материал, выстилающий приустьевые части этих отмелей у входа бухт (уклоны дна против пересыпей до 0,006), в послеледниковый период развития побережья вовлекался в поперечное перемещение, и из него сформировались бары, отшнуровавшие эти заливы от моря. В то же время бухты Южная Глубокая и Лаврова остаются открытыми. Эти заливы замыкаются недалеко от моря крутыми склонами гор, и в них не впадают крупные реки, так что дно, хотя и относительно отмелое у входа, не выстилается аллювиальным материалом. К устьям названных бухт наносы не поступают и путем вдольберегового перемещения, по-видимому, вследствие современного относительного поднятия суши в этом районе [Буданов и Ионин, 1956].

Последнее условие в большинстве случаев вообще неблагоприятно для образования пересыпей и, следовательно, для выравнивания побережья. На Новой Земле ни одна из бухт не отчленена, хотя их берега сложены легко размываемыми осадочными породами, а у входов располагаются скалистые подводные пороги, которые могли бы служить цоколями для пересыпей (губа Грибова, губа Митюшиха, залив Циволько и др.). Дело в том, что в ходе относительного

поднятия суши перед берегом вырабатывается широкая абразионная подводная терраса, на поверхности которой сохраняются абразионные останцы и гряды. На некоторых участках побережья Новой Земли, особенно на северо-западе архипелага, ширина такой террасы достигает нескольких километров [Ионин и Каплин, 1956]. Подобный же характер имеет подводная абразионная терраса, окаймляющая поднимающееся фиордовое побережье Олюторского залива. Волны, пробегая над мелководьем и разбиваясь на грядах и камнях, расходуют свою энергию и часто не достигают абразионных уступов.

Отмирание абразионных уступов вследствие этого приводит в свою очередь к тому, что в прибрежную часть моря перестает поступать обломочный материал со стороны суши. Реки на фиордовых побережьях обычно выносят в береговую зону тоже незначительное количество обломочного материала, так как большинство из них впадает в закрытые акватории заливов. В результате создается дефицит вдольбереговых потоков наносов, и они не могут образовать крупных аккумулятивных форм, способных отчленить фиорды. Но при очень большой ширине подводной абразионной террасы (северо-запад Новой Земли) возможно появление наносов в прибрежной зоне в результате донной абразии; при этом обломочный материал выбрасывается волнами со дна к урезу, где у подножия отмерших клифов из него формируются широкие аккумулятивные террасы. В то же время при большой ширине подводной террасы волны вследствие рефракции на мелководье подходят к берегам по нормали. Поэтому донные наносы не могут мигрировать вдоль берега и поступать на построение аккумулятивных форм, способных отчленить акватории фиордов. Таким образом, почти полное отсутствие в прибрежной зоне у входов в фиорды обломочного материала, который не может поступать ни со дна, ни вследствие вдольберегового перемещения наносов, обуславливает то, что все новоземельские фиорды и некоторые фиорды Олюторского залива не отделяются от моря пересыпями. Поднимающиеся фиордовые побережья этих районов не выравниваются, а остаются на всех этапах развития глубоко расчлененными.

Больше того, на открытых участках северо-западного побережья Новой Земли и в Олюторском заливе береговая линия выдвигается в сторону моря благодаря формированию у подножия клифов серии береговых валов, постоянно нарастающих за счет материала, выброшенного со дна при разрушении и выравнивании подводной абразионной террасы. Нарастание аккумулятивной террасы на открытых участках побережья, естественно, увеличивает степень расчленения береговой линии. Еще большее усложнение в очертаниях бухтового побережья происходит в случае, если при относительном поднятии суши из-под уровня моря выходит абразионная терраса. В результате превращения подводной террасы в надводную линию

берега выдвигается далеко в море и может совпадать с бровкой подводной абразионной террасы. В то же время заливы оказываются еще глубже врезаемыми в сушу, так как дно против их входов обычно лежит на большей глубине, чем уровень подводной абразионной террасы.

Усложнение береговой линии поднимающегося бухтового побережья можно видеть на картосхеме района заливов Иностранцева и Мака на Новой Земле (рис. 1). Современная береговая линия на северо-западе Новой Земли совпадает с уступом прибрежной равнины (стрендфлет), окаймляющей горные хребты северного острова. Горная часть побережья отделена от поверхности стрендфлета хорошо сохранившимся резким, почти отвесным, обрывом. Прибрежная равнина является по происхождению приподнятой абразионной террасой, а уступ, отделяющий ее от горной части, — древним клифом, отмечающим положение береговой линии до агрессии моря [Ионин и Каплин, 1956]. Стрендфлет, как это видно на рис. 1, образует все мысы и выдвинутые участки побережья, и поэтому древняя береговая линия при сравнении ее с современной оказывается более выровненной. Следовательно, поднятие района и выход прибрежной равнины из-под уровня моря привели к расчленению, а не к выравниванию побережья.

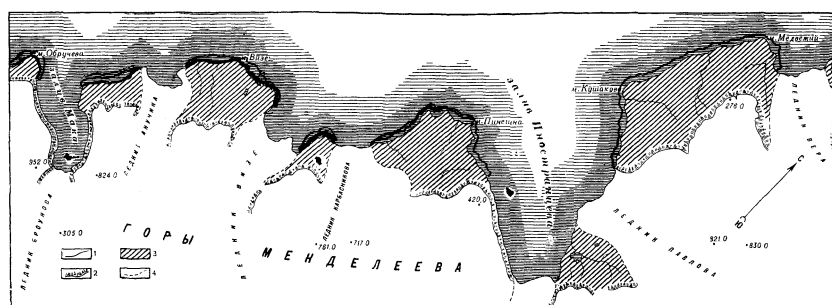


Рис. 1. Картосхема фиордового побережья Новой Земли.
1 — современная береговая линия; 2 — древний абразионный уступ, отмечающий положение береговой линии до регрессии моря; 3 — поверхность прибрежной равнины (стрендфлет); 4 — границы долинных ледников

Понятно, что степень расчленения береговой линии после выхода из-под уровня моря подводной абразионной террасы зависит от ширины последней. Ширина террасы в свою очередь зависит от темпа относительного падения уровня моря и от устойчивости к размыву тех или иных слагающих берег пород. Чем медленнее относительное поднятие побережья и чем легче размываются слагающие его породы, тем больше ширина подводной террасы. Наоборот, при

быстром относительном поднятии суши, сложенной к тому же трудноразмываемыми породами, подводной абразионной террасы вообще может не образоваться. Но и в этом случае, как показывает пример Мурманского побережья, отчленения фиордов не происходит.

Эволюция бухтовых берегов при стабильном положении уровня моря, вероятно, происходит таким же образом, как и на поднимающихся побережьях. Как указывают В.И. Буданов и А.С. Ионин [1956], на стабильных берегах обычно формируются более широкие подводные абразионные террасы, чем они могли бы образоваться в одинаковых геологических условиях при относительном поднятии суши. Террасы перед берегом, находящимся в устойчивом состоянии, препятствуют отчленению акваторий заливов пересыпями, питающимися наносами с соседних абразионных участков. Аккумулятивные формы, созданные на таких берегах в начальные этапы выработки подводных склонов за счет поступления наносов со дна, тоже плохо развиваются, так как после выработки перед пересыпями профиля равновесия подводного склона подача наносов к урезу сокращается. В результате перераспределения наносов и истирания обломочного материала пересыпь начинает медленно размываться. Теоретически можно предположить наступление такого момента, когда на стабильном побережье аккумулятивные формы будут полностью размыты, а отчлененные бухты вновь станут открытыми.

Усложнение береговой линии происходит и в результате роста аккумулятивных форм внутри удлинённых акваторий заливов. Развитие таких форм зависит от объема и характера обломочного материала в приустьевой полосе, от размеров волн, как возникающих в самих заливах, так и заходящих в них с моря, и от устойчивости горных пород, слагающих прибрежные склоны, т. е. от тех же факторов, которые обуславливают рост пересыпей, отчленяющих бухты. Но если рост пересыпей на внешнем контуре бухтового побережья ведет к его выравниванию, то образование аккумулятивных форм внутри акваторий способствует его расчленению. Поэтому наиболее разнообразны и многочисленны аккумулятивные формы в чукотских фиордах, оставшихся по тем или иным причинам открытыми. В подавляющем большинстве эти галечные аккумулятивные формы созданы в результате продольных миграций наносов и относятся к классу форм, образованных при двухсторонней подаче материала (перемещение наносов волнами, распространяющимися с открытого моря вдоль оси фиордов, и волнами, которые разгоняются ветрами внутри фиордов от их вершин к устьям), как это видно на рис. 2.

У входа в заливы располагаются обычно мощные двойные косы (двойные серповидные бары) резко асимметричной формы, с отогнутыми и утолщенными дистальными частями. Образование таких форм происходит вследствие движения наносов вдоль берега от

входных мысов в глубину бухт под действием волн открытого моря.

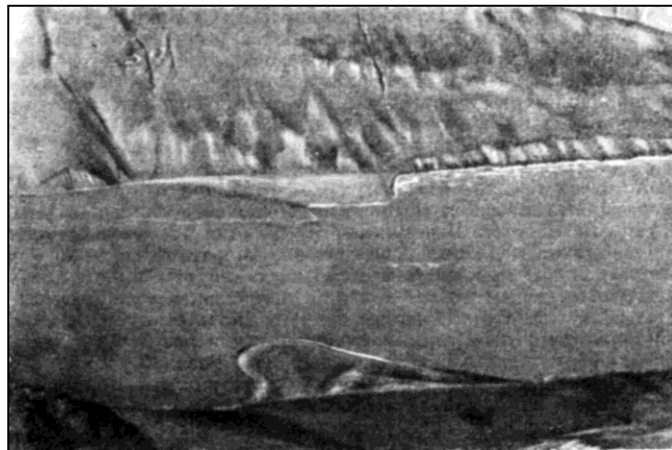


Рис. 2. Двойные косы в одном из фиордов Корякского нагорья

Сначала они строятся подобно обычным косам или аккумулятивным выступам в месте предельного насыщения потока и выдвигаются в акватории заливов с одной стороны, блокируя участки берега внутри бухты (создается волновая тень). В результате зарождаются потоки наносов, влекущие материал от вершины залива к его входу. Встреча двух потоков наносов (мощного со стороны моря и незначительного со стороны залива) приводит к возникновению асимметричных двойных кос. При постоянном обильном поступлении наносов со стороны входных мысов дистальные концы кос еще более выдвигаются и при достижении больших глубин большинство из них отгибается к берегу. У некоторых двойных кос вследствие сильной рефракции волн, идущих с моря, и действия волн от вершин заливов, растущие концы заворачивают в обратном направлении, и наносы перемещаются вдоль тыльных их сторон от свободного конца к корневой части. Примером такого типа аккумулятивных форм является двойная коса у входа в бухту Этелькуюм в заливе Креста Берингова моря. Асимметрия двойных кос уменьшается при удалении их в глубь залива, что связано с уменьшением энергии волн, доходящих сюда с открытого моря. Интересной иллюстрацией этого положения могут служить аккумулятивные формы на северо-восточном берегу залива Лаврентия и бухты Провидения (рис. 3).

Очертания аккумулятивных форм, встречающихся в заливах, определяются не только соотношением энергии волн двух направлений, разгоняемых вдоль длинной оси акваторий заливов, но и характером обломочного материала, мигрирующего в прибрежной зоне.

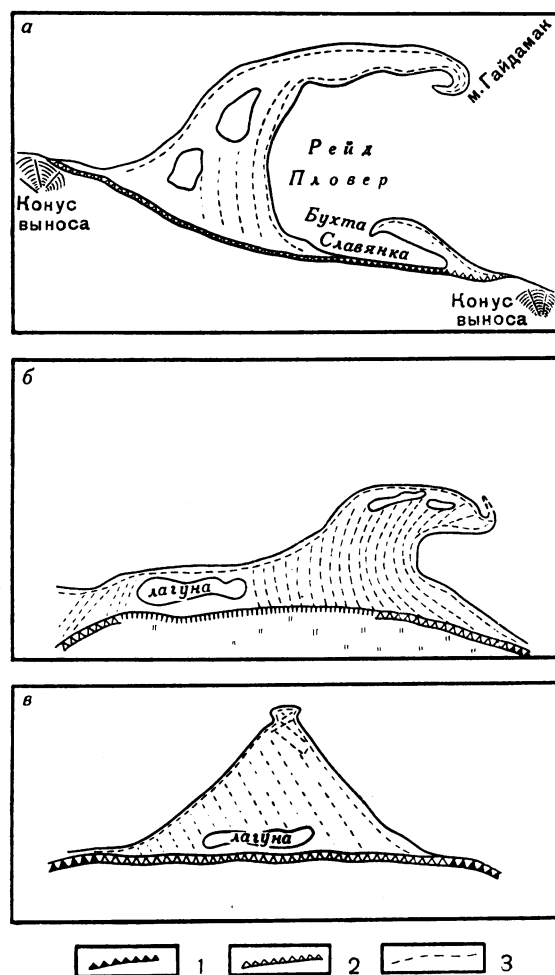


Рис. 3. Изменение асимметрии аккумулятивных форм в фиордах Чукотского полуострова
 а — двойная коса у входа в фиорд; б — двойная коса «мыс Павлова» в центральной части фиорда; в — двойная коса «мыс Песчаный», образованная в глубине фиорда. 1 — клифы подмываемые (активные); 2 — клифы неподмываемые (отмершие); 3 — береговые валы аккумулятивных форм

В пределах чукотских фиордов потоки наносов состоят обычно из гальки средней крупности и поэтому местные волны способны вызывать движение наносов от вершин заливов к их устьям навстречу потокам, идущим с моря.

На Камчатке, где у уреза накапливается большей частью крупнообломочный материал, в фиордах распространены петлевидные косы (бары), которые почти не встречаются на Чукотском полуострове. Механизм образования петлевидных кос, сложенных глыбовым и валунным материалом, разобран В.П. Зенковичем [1950]. Эти формы возникают в результате перемещения крупных наносов волнами открытого моря, заходящими в устья фиордов и испытывающими рефракцию по мере проникновения в их глубь. Возникающие внутри акватории встречные волны не могут перемещать крупные наносы; они лишь способствуют повороту кос в сторону берега.

На берегах бухт, сложенных устойчивыми кристаллическими породами (например, фиордов Мурманского побережья), аккумулятивные формы, естественно, не образуются. Не образуются они и в условиях относительного поднятия побережья, например, в фиордах Новой Земли, хотя берега их сложены легкоразмываемыми породами. Здесь можно встретить лишь формы, питающиеся либо донным материалом, либо за счет местных незначительных по размаху вдольбереговых миграций наносов. К ним относятся описанные А.С. Иониным и Ю.С. Долотовым [1958] формы заполнения входящего угла берега, располагающиеся обычно во вторичных бухтах внутри акваторий бухт косы с загибающимися концами и крючкообразными ответвлениями, аккумулятивные выступы, двойные серповидные косы, переймы. Все перечисленные аккумулятивные образования возникли и развивались в губах Новой Земли в период активной абразионной деятельности на коренных берегах в начальный момент выработки подводной абразионной террасы. Вследствие замедления абразии эти образования находятся сейчас в угнетенном состоянии и размываются в корневых частях в результате фактического прекращения вдольберегового перемещения наносов. Последнее влечет за собой перестройку этих форм, перераспределение материала вдоль них и в конечном счете сокращение площади или полное их уничтожение. Немаловажным фактором при этом является быстрая истираемость сланцево-песчаникового материала в процессе непрерывной перестройки подводного склона.

Выводы.

1. Положение Джонсона о выравнивании бухтовых берегов как универсальном процессе их развития не оправдывается на примере ряда фиордовых побережий. Некоторые фиордовые берега в течение длительного периода развития сохраняют черты глубокого расчленения, другие усложняются в своих очертаниях и, наконец, третьи выравниваются.

2. Выравнивание фиордовых побережий происходит вследствие отчленения акваторий заливов от моря пересыпями. На линии входных мысов пересыпи особенно быстро формируются в условиях относительного поднятия уровня моря, обеспечивающего интенсив-

ный и длительный размыв береговых уступов, эффективность которого находится в прямой зависимости от устойчивости пород, выходящих к урзу моря. Выравниванию фиордовых побережий способствуют также мелководные пороги в устьевых частях фиордов и особенно пороги, сложенные в верхней части моренным материалом.

3. Глубокое расчленение фиордовых побережий сохраняется обычно при стабильном положении уровня моря или при его относительном падении. В этом случае подводная абразионная терраса препятствует вдольбереговому миграциям наносов и образованию пересыпей из обломочного материала соседних абразионных участков. Формирование пересыпей, отчленяющих акватории фиордов от моря за счет выброса наносов со дна, происходит сравнительно редко. Это возможно только в тех случаях, когда отлогое отмелое дно в устьях фиордов выстилается значительной массой рыхлого материала.

4. Усложнение очертаний фиордовых побережий может происходить при относительном опускании уровня моря, когда в результате выброса наносов со дна и образования широких аккумулятивных террас у подножия клифов мысы, разделяющие отдельные фиорды, выдвигаются в море все дальше и дальше. Увеличение степени расчленения береговой линии происходит также при выходе из-под уровня моря абразионных террас, окаймляющих открытые участки на поднимающихся берегах.

5. Расчленение контура береговой линии часто происходит и внутри акваторий самих фиордов, на берегах которых (в ходе общей эволюции побережий) возникают аккумулятивные формы различного вида.

ЛИТЕРАТУРА

Буданов В.И. и Ионин А.С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря. Тр. Океанографической комиссии АН СССР, т. I, 1956.

Горбачкий Г.В. Геоморфологический очерк западной части северного острова Новой Земли между губой Крестовой и губой Северной Сульменевой. Тр. Арктич. ин-та, т. 13, 1934.

Ермолаев М.М. Работы Новоземельской гляциологической станции в Русской Гавани. Бюлл. Арктич. ин-та, № 2, 1934.

Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. Изд. Морской транспорт, 1946.

Зенкович В.П. Один из процессов образования петлевидных баров. Докл. АН СССР, т. LXXI, № 3, 1950.

Зенкович В.П. Динамическая классификация морских берегов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. X, 1954.

Ионин А.С. Новые данные о вертикальных движениях морских берегов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XIII, 1955.

Ионин А.С. К вопросу об эволюции бухтовых берегов. Тр. Океанографической комиссии АН СССР, т. I, 1956.

Ионин А.С. и Каплин П.А. Особенности формирования морских террас. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1956, № 5.

Ионин А.С. и Долотов Ю.С. Особенности динамики и морфологии берегов поднятия (на примере Новой Земли). Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XXVIII, 1958.

Каплин П.А. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР. Тр. Океанографической комиссии АН СССР, т. II, 1957.

Колосов Д.М. Геоморфологический очерк центральной части Корякского хребта. Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП, вып. 19, 1945.

Николаев И.Г. Геологическое строение центральной части Корякского хребта. Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП, вып. 19, 1945.

Cotton C.A. Geomorphology. New York, 1952.

Davis W.M. Erklärende Beschreibung der Land formen. Der Marine Zyklus, Leipzig, 1912.

Grönlie O. Contributions to the quaternary geology of Novaya Zemlya. Report of the Scientific results of Norwegian Expedition to Novaya Zemlya, 1921, № 21, Kristiania, 1924.

Johnson D.W. Shore processes and shoreline, development, New York, 1919.

ФИОРДЫ ЗЕМНОГО ШАРА

«Белый парус ладьи» Ледники или движение земной коры? Действие рек

Фиордовые побережья по праву считаются одним из наиболее живописных природных ландшафтов. Само слово «фиорд», как свидетельствует крупнейший их исследователь Грегори, на языке норвежских викингов означало белый парус ладьи. Первоначально это было собственное имя некоторых заливов побережья Норвегии и лишь в прошлом веке оно вошло в географическую терминологию.

Распространены фиорды большей частью севернее 48° в Северном полушарии и южнее 42° — в Южном (рис. 1). Разветвленные системы этих заливов охватывают огромные пространства побережий. Классические страны фиордов — Норвегия, Шотландия, Гренландия, Шпицберген, Исландия, п-ов Лабрадор, Аляска, Британская Колумбия, Северная Канада, Новая Зеландия, Чили и Антарктида. В СССР фиорды встречаются в пределах юго-восточной и южной Чукотки, Корякского нагорья, Восточной Камчатки, северного побережья Кольского полуострова, Новой Земли, Северной Земли и Земли Франца-Иосифа.

Кроме морских заливов и бухт, к типичным фиордам по своим внешним чертам и генезису относят также узкие и глубокие озера, располагающиеся в пределах нагорий, хотя они нередко отдалены от моря на сотни километров. Одна из самых интереснейших областей развития фиордовых озер — это плато Путорана в пределах Средне-Сибирского плоскогорья.

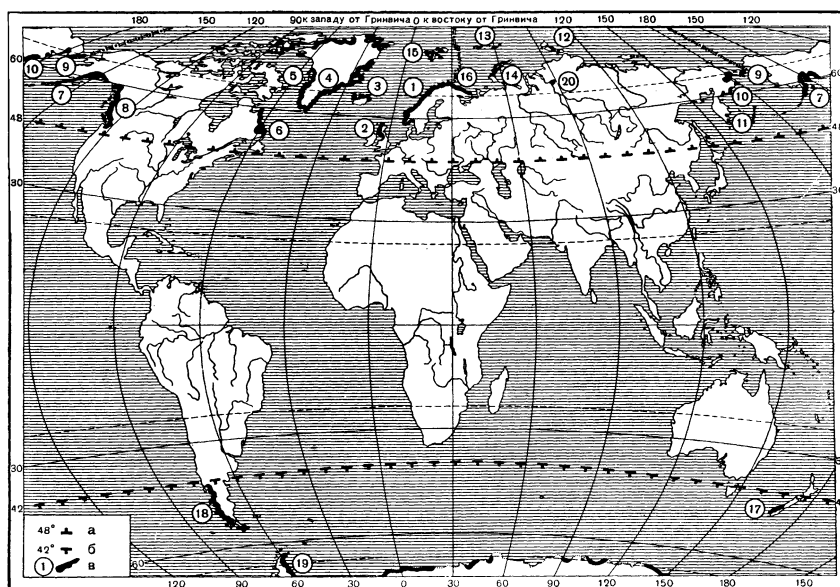


Рис. 1. Карта распространения фиордов.

Условные обозначения: **а** — граница северной зоны распространения фиордов; **б** — граница южной зоны распространения фиордов; **в** — главные фиордовые области: 1 — Норвежская, 2 — Шотландская, 3 — Исландская, 4 — Гренландская, 5 — Североканадская (Баффинова земля и о-в Элсмира), 6 — Лабрадорская, 7 — Алеутско-Аляскинская, 8 — побережья Британской Колумбии, 9 — Чукотская, 10 — Корякская, 11 — Камчатская, 12 — островов Северной Земли, 13 — островов Земли Франца-Иосифа, 14 — Новоземельская, 15 — Шпицбергенская, 16 — Кольская, 17 — Новозеландская, 18 — Патагонская, 19 — Антарктическая, 20 — Путоранская

Характерная черта фиордов — относительно малая их ширина при большой протяженности. Известный норвежский Согне-фиорд вытянут, например, на 187 км, а ширина его не превышает и 5 км. Еще большей длины достигает залив Скорсби (Гренландия), вместе с ответвлениями протягивающийся на 320 км, тогда как его ширина изменяется от 4 до 36 км. Крупнейший фиорд Британской Колумбии — пролив Чатам вместе с продолжающим его заливом Линн простирается почти на 400 км, при ширине в 9 км. В СССР наиболее крупные фиорды — пролив Маточкин Шар и Кольский залив. Длина первого из них — 125 км, второго — 70 км.

Другая особенность фиордов — сильное переуглубление их средней части по отношению к устью, достигающее иногда 1000 м и более. Во многих из них существуют подводные пороги (ригели), перегораживающие входную часть. Впервые эту интересную черту фиордов описал английский мореплаватель капитан Д. Кук. Отмечал

ее и Ч. Дарвин, посетивший в 1832 г. фиорды Патагонии.

Для фиордов, расчленяющих побережья, характерно образование сложных систем, имеющих в плане сетчатый (фиорды Гебридских островов) или радиальный (фиорды Исландии и Шпицбергена), (рисунок).

Интерес ученых к фиордам вызван, конечно, не только их своеобразными морфологическими чертами. Загадкой остается происхождение этих заливов и озер. Оживленная дискуссия, разгоревшаяся 50 – 60 лет тому назад среди геологов и географов, осталась незавершенной. Обширная монография Грегори «Природа и происхождение фиордов» также не подвела итогов дискуссии. После выхода ее в свет прошло около 50 лет, но до сих пор в геоморфологической и геологической литературе высказываются самые разнообразные и противоречивые точки зрения.

Трудность проблемы заключается в том, что в фиордах сочетаются, с одной стороны, формы ледникового выпахивания и аккумуляции (бараньи лбы и курчавые скалы, валы конечных морен и т.д.), с другой — признаки тектонических нарушений. Поэтому многие формы рельефа в фиордах могут истолковываться и как результат воздействия долинных ледников, и как следствие разрывных нарушений земной коры.

Значительная группа исследователей из-за приуроченности фиордовых побережий к областям древнего оледенения главным фактором образования фиордов считает ледниковую деятельность. Однако ледниковая теория происхождения фиордов в настоящее время должна быть отвергнута, поскольку ледники сами по себе не могут создавать таких крупных форм рельефа. Во многих фиордовых долинах обнаруживаются доледниковые формы рельефа, мало измененные долинными ледниками. Так, например, на Новой Земле в них остались почти не сглаженными уступы морских террас, с сохранившейся на них фауной периода, предшествующего оледенению. Ледники лишь в большей или меньшей степени моделировали долины, прежде чем они были затоплены морем и превращены в фиорды. Ледниковые формы в них выступают на первый план лишь благодаря тому, что ледники были последним крупным рельефообразующим агентом, принявшим участие в формировании надводного рельефа фиордов.

Немало исследователей, основываясь на фактах совпадения фиордовых долин с разрывными нарушениями, склоняется к признанию тектонической природы этих своеобразных заливов.

Существенно, что фиорды Фенноскандии, Шотландии, Британской Колумбии, Корякского нагорья, плато Путорана в большинстве своем приурочены к разрывам, возникающим при сводовых поднятиях этих стран. Как известно, при куполовидных и сводовых поднятиях участков земной коры образуются сложные системы тектонических нарушений, имеющих радиальный и концентрический

рисунок и получивших название черепаховых (рис. 2). С поднятиями структур овальной формы связано формирование срединных грабен (опущенных участков земной коры, ограниченных сбросами) по их вершинам. К последнему типу нарушений — грабену в южной части Норвегии приурочен Осло-фиорд.

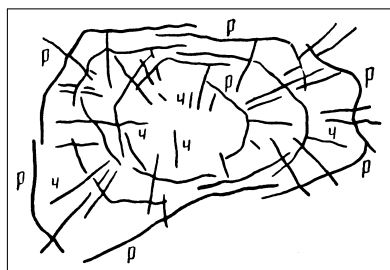


Рис. 2. Схема разрывов, возникающих при сводовых поднятиях:

ч — радиальные разрывы,
р — концентрические разрывы

Большинство норвежских фиордов заложено по разрывам, образовавшимся при растяжении земной коры в результате сводового поднятия, которое испытала Фенноскандия в конце третичного времени. К системе радиальных разрывов принадлежат Согне-фиорд, Варангер-фиорд, Норд-фиорд, Печенга, Ура-Губа, Кольский залив и др. С системой разрывов, опоясывающих Балтийский щит по концентрическим дугам, совпадают Тронхеймс-фиорд, Харадангер-фиорд, Парсангер-фиорд, Мотовский залив и др.

Развитие систем радиальных и концентрических тектонических нарушений в пределах поднимающихся структур нередко сопровождается опусканием участков морского дна по сбросам, проходящим параллельно береговой линии. Такой сброс отмечен, например, у берегов Норвегии, где он совпадает с хорошо выраженной в подводном рельефе ложбиной. Большой сброс проходит вдоль побережья Корякского нагорья. Радиальные разрывы, по которым заложены фиорды, ориентированы перпендикулярно к этому сбросу.

Система тектонических фиордов плато Путорана возникла в связи с поднятием этой части Средне-Сибирского плоскогорья. Здесь можно выделить два пояса фиордовых озер: Басселах, Нерунда, Тембенги, Агата, Дюпкун, Глубокое, Лама и др. окаймляют плато с юга и запада; ближе к его центру располагается второй пояс озер: Аян, Анама, Бельдунча, Харинга и др. Все они вытянуты в пределах долин с высокими и крутыми бортами. Глубины в них достигают 100 м и более. Образование озер связано, очевидно, с зонами тектонических напряжений, окружающими концентрическими дугами область сводового поднятия гор Путорана. Возникшие при поднятии серии радиальных и концентрических разрывов были преобразованы затем в долины. Переуглубленные участки этих долин, занятые озерами, образовались, очевидно, в зонах проседания, двумя концентрическими полосами окружающих Путоранский свод.

Выяснение причин переуглубления участков ледниковых долин и внутренних частей фиордов — один из самых трудных вопросов. Видимо, замкнутые котловины в фиордах могут иметь различное происхождение. Однако наиболее крупные из них несомненно образовались в результате тектонических опусканий. Громадные переуглубления фиордов Норвегии, Британской Колумбии, Чукотского полуострова нужно, по всей вероятности, связывать с относительными опусканиями краевых зон фиордовых побережий, сопровождающимися сложными тектоническими движениями областей в целом. Опускания такого рода приводят к переуглублению долин и фиордов на тех участках, где они пересекают погруженные краевые зоны. На границе между погружающейся краевой зоной и стабильной материковой отмелью (шельфом) возникают сбросы, подобные прослеженным вдоль фиордовых побережий Норвегии, Кольского полуострова, Корякского нагорья и др. Опускание периферийных районов обычно сопровождается сводовым поднятием страны, которое на определенном этапе может, как в Скандинавии, смениться опусканием и вновь поднятием. Такие сложные движения способствуют формированию переуглубленных участков в фиордах (рис. 3).

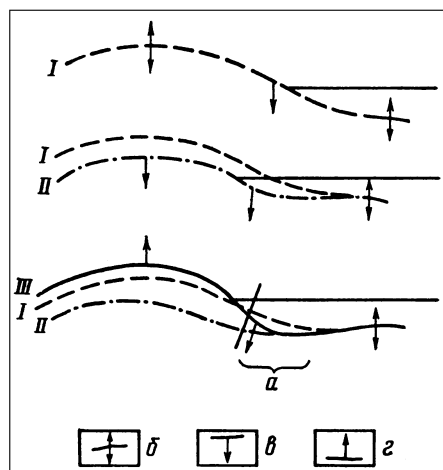


Рис. 3. Схема образования переуглубленных впадин в фиордах в результате сводовых тектонических движений;

стадия I — стабильное положение сводовой структуры; стадия II — опускание свода при стабильном шельфе; стадия III — поднятие свода и образование сброса вдоль побережья, шельф остается стабильным, краевая зона продолжает опускаться по сбросу; а — зона переуглубления, б — стабильное положение, в — опускание, г — поднятие

У многих фиордов Новой Земли переуглубленные котловины совпадают с синклинальными депрессиями, которые пересекаются фиордовыми долинами вкrest простирания, или с блоковыми опусканиями по сбросам, ориентированным также поперек долин.

Наряду с тектоникой, большое значение для формирования фиордов имела работа текучих вод. В определенных геологических условиях реки создают долины, которые затем уже преобразуются в фиорды. По своему происхождению они не связаны с тектоническими разрывными нарушениями, но морфологически почти не отли-

чаются от фиордов, заложившихся по линиям этих нарушений. Реки, врезаясь в трещиноватые осадочные породы в областях быстрых тектонических поднятий, обычно формируют узкие глубокие долины с крутыми склонами. В результате ледниковой моделировки и действия других рельефообразующих факторов подобные долины преобразуются в фиорды. Эрозионные фиорды распространены на побережьях Гренландии, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли.

Таким образом, возникновение долин, которые после затопления приобретают черты фиордов, связано со значительными поднятиями гористых побережий. Побережья Норвегии, Гренландии, Новой Земли, Исландии, Британских островов испытали довольно быстрое поднятие в доледниковое время, сопровождавшееся на территориях, сложенных кристаллическими породами, образованием систем радиальных и концентрических разрывов. По ним и закладывались тектонические фиорды. В условиях быстрого поднятия побережий, в пределах которых развиты осадочные комплексы пород, под действием текучих вод чаще формировались эрозионные фиорды. Кроме того, фиорды обоих типов подвергались воздействию долинных ледников, а в поздне- и послеледниковое время были подтоплены морем.

Естественно, что, помимо отмеченных двух типов фиордов, в зависимости от конкретной геологической обстановки могли возникать переходные формы эрозионно-тектонических фиордов.

ЛИТЕРАТУРА

- Gregory J.W.* The nature and origin of fiords, London, 1913.
Белусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954
Воронов П.С. Общие закономерности структурного плана севера Средней Сибири. Труды Института геологии Арктики, т. 89, 1956

II. Вопросы образования и эволюции лагунных берегов

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛАГУН

За последние годы появилось немало работ, посвященных вопросу об образовании лагун [Владимиров, 1958, 1959; Зенкович, 1950, 1952; Каплин, 1957; Леонтьев, 1960; Леонтьев, Леонтьев, 1957 и др.]. Эти исследования показали несостоятельность теоретических схем, выдвинутых Эли д Бомойои, Дэвисом, Джонсоном, которые считали, что образование лагун происходит лишь в условиях относительного поднятия побережий. Работами советских исследователей доказано, что лагуны могут образовываться при различных физико-географических и геологических условиях и, в частности, при относительном опускании побережий.

Леонтьев О.К. и Леонтьев В.К. [Леонтьев, Леонтьев, 1957, 1958] сформулировали следующие основные условия образования лагун: 1) относительная отместость берега, обеспечивающая возможность накопления наносов в верхней части подводного берегового склона; 2) наличие достаточного количества наносного материала, поступающего со дна моря или со смежных участков берега; 3) исходная расчлененность береговой линии (наличие заливов и выступов берега или же островов близ него); 4) благоприятный волновой режим, обеспечивающий перемещение крупных масс наносного материала либо вверх по склону (поперечное перемещение), либо вдоль берега (продольное перемещение).

Условие, приведенное в пункте 3, по нашему мнению, не является обязательным, так как бары, образующиеся при поступлении наносов со дна, могут отчленять лагуны и у относительно выровненных берегов (например, бар Меечкен в Анадырском заливе). При погружении побережий лагуны образуются на месте бывших заливов, а в результате затопления незначительных понижений рельефа и участков речные долины [Зенкович, 1950]. До погружения берег в таких случаях может быть выровненным, а вторичное его расчленение происходит уже внутри акватории лагуны. На погружающихся участках, в частности на побережье Чукотского моря, в лагунах нет морских отложений, следовательно, они никогда прежде не были морскими заливами [Зенкович, 1957].

Лагуны, по мнению указанных авторов, могут образоваться при различных тектонических режимах побережья. Этот вывод имеет большое значение для геоморфологии, ибо до сих пор в геоморфологической и геологической литературе наличие лагун рассмат-

ривается как признак поднятия побережья. В частности, недавно в работе Егназарова [1957] существование лагун на побережье Северной Земли приводится как доказательство его поднятия. Ранее Серпухов и Бойков [Серпухов, Бойков, 1938], основываясь только на факте широкого развития лагун, также пришли к заключению о современном поднятии берегов Чукотского моря. Неблагоприятным условием для образования лагун Леонтьевы [Леонтьев, Леонтьев, 1957, 1958] считают лишь быстрые относительные изменения уровня моря того или иного знака, что кажется нам сомнительным. Приводимый авторами в пользу этого положения пример Фризских о-вов, не образующих единого отчленяющего лагуну бара, вряд ли может признать удачным. Эти о-ва соединяются в бар, видимо, не потому, что побережье Северного моря быстро погружается, а потому, что этому препятствуют сильнее приливо-отливные течения. Подобным же образом сгонно-нагонные движения воды не позволяют слиться в единую аккумулятивную форму о-вам Серых Гусей в Чукотском море [Зенкович, 1946].

Послеледниковая трансгрессия во многих районах Мирового океана характеризуется довольно быстрым повышением уровня моря. В отдельные периоды (от 14 000 до 6000 лет назад) средняя скорость эвстатического повышения уровня океана достигала 90 см в столетие [Серебряный, 1961]. Послеледниковая трансгрессия отмечается и на побережье Северного ледовитого океана, где в верхних частях подводного берегового склона образовались ступени размыва [Каплин, 1957], и на берегах Берингова моря, где оказался затопленным почти не переработанный морем ледниковый рельеф [Щербаков, 1959], и на лагунном побережье Западной Камчатки, в береговой зоне которого обнаружены опущенные на глубину континентальные галечники [Владимиров, 1959; Зенкович, 1957], и для берегов Черного моря [Невесский, 1958].

На основании изучения стратификации донных отложений и археологических данных Невесский [Невесский, 1958] показал, что послеледниковая трансгрессия Черного моря имела два этапа ускорения и замедления. В соответствии с этим на берегах Черного моря возникали, нарастали и отмирали аккумулятивные формы (и в том числе пересыпи, отчленяющие лагуны), в последовательном образовании которых наблюдается определенная унаследованность. Возникновение аккумулятивных форм происходило в периоды ускорения трансгрессии, а размыв и отмирание — во время замедления темпа поднятия уровня моря.

Первый этап ускорения трансгрессии происходил 5000—6000 лет назад. Таков же возраст, как показали подсчеты, реликтов Бугазской пересыпи и пересыпей лагун — озер: Тобечисского, Кояшского, Узунларского и др. Они возникли вследствие активизации абразионных процессов, приведшей к увеличению количества обломочного материала, вступавшего в береговую зону. Это ускорение

трансгрессии сменилось замедлением ее темпа, вызвавшим постепенный размыв и отмирание ряда форм.

Около 1000 - 2000 лет назад темп повышения уровня моря вновь возрос, что привело к полному восстановлению древних аккумулятивных форм, которые несколько сместились относительно своего первоначального местоположения. Ныне отмечается новое замедление трансгрессии, и вновь происходит отмирание аккумулятивных форм Черного и Азовского морей, сформировавшихся в период предшествовавшего быстрого поднятия уровня моря [Болдырев, 1961; Зенкович, 1953; Зенкович, 1958; Невесский, 1958].

В настоящее время и в пределах побережий северо-востока СССР происходит замедление темпа поднятия уровня моря. С этим также связано отмирание аккумулятивных форм [Ионин, 1961].

Замедление темпа изменения уровня моря приводит к выработке перед абразионными участками берега подводных террас, лишенных наносов и защищающих клифы от размыва, а в пределах аккумулятивных побережий — к установлению на подводном склоне динамического равновесия. Первое приводит к истощению потоков наносов, питающих пересыпи лагун, образовавшихся в результате продолжного перемещения обломочного материала, второе ведет к ослаблению размыва дна и прекращению подачи наносов на береговые бары. При равномерном и достаточно быстром изменении уровня моря этого не происходит, так как на отмелях и низменных берегах в зону волновой переработки вступают все новые и новые участки прибрежной низменности (при относительном погружении побережья) или дна (при относительном его поднятии), содержащие большие запасы рыхлого материала и имеющие малые уклоны, при которых движение наносов к берегу не прекращается.

Сколь бы быстро уровень моря ни изменялся, пересыпи будут при прочих благоприятных условиях образовываться в процессе волнового размыва и аккумуляции наносов на берегу, так как динамика волновых процессов по своей интенсивности значительно превосходит темп относительных движений побережий. Несоизмеримость скоростей вертикальных движений побережий и процессов волновой переработки берега (особенно аккумулятивных) проявляется в том, что при замедленных движениях береговой линии, таких, например, как на Черном море, где уровень, по данным Живаго [Живаго, 1958], поднимается со скоростью 1- 2 мм/год, подводный береговой склон, чутко реагирующий на изменения обстановки, под действием волн быстро перестраивается, приспособливаясь к новым условиям. Поэтому при медленных относительных движениях побережий после короткого периода активизации процессов размыва и аккумуляции сравнительно быстро наступает динамическое равновесие и берег на длительное время становится как бы стабильным, пока в результате медленно накапливающихся изменений равновесие вновь не нарушается.

Леонтьевы [Леонтьев, Леонтьев, 1957, 1958] считают, что при большой скорости относительного погружения прибрежных равнин глубины быстро увеличиваются, и береговая линия перемещается в глубь суши. Берег становится приглубым, что препятствует образованию лагун. Однако подобный ход процесса является не правилом, а исключением. Лагуны чаще всего образуются при погружении очень пологих прибрежных равнин, и как бы далеко в ходе трансгрессии ни продвигалась в глубь суши береговая линия, уклоны не будут существенно меняться, а берег в таких условиях не станет приглубым. Следовательно, указанные причины, не могут препятствовать образованию лагун.

Иное дело, когда вследствие быстрых или медленных перемещений береговой линии в зону волновой переработки попадут участки с более крутыми уклонами или лишенные наносов. В этом случае, разумеется, образование пересыпей, отчленяющих лагуны, прекращается. Таким образом, наряду с перечисленными условиями, наиболее благоприятными для образования лагун, являются условия сравнительно быстрых изменений уровня моря.

При стабильном положении уровня чаще всего происходит отмирание (т. е. размыв в результате дефицита обломочного материала), пересыпей, отшнуровывающих лагуны от моря, хотя и в этом случае возможно образование лагун в определенной обстановке, например, при устойчивой и длительной подаче наносов из устьев рек или с соседних размывающихся участков берега, сложенных рыхлыми отложениями. В условиях поднятия побережья пересыпи, отчленяющие лагуны, в большинстве случаев формируются или из аллювиального материала или из наносов, поступающих со дна при поперечном их перемещении. С абразионных участков в такой обстановке на построение пересыпей поступает ограниченное количество обломочного материала или он поступает не постоянно, а периодически, что связано с процессом формирования абразионных террас [Ионин, Каплин, 1956].

Не совсем правильным нам кажется вывод о приуроченности лагунных побережий к платформам [Леонтьев, Леонтьев, 1958]. Лагуны известны и в пределах подвижных областей. Достаточно привести примеры западного побережья Камчатки, восточного берега Сахалина и о-вов Зондского архипелага, располагающихся в геосинклинальных зонах.

Ископаемые лагунные фации так же широко развиты среди геосинклинальных толщ, как и среди отложений платформ. Белоусов [Белоусов, 1948] считает, что лагунные отложения закономерно появляются в тот период развития геосинклинали, когда после опускания, по мере накопления мощных толщ терригенных известняковых осадков, происходит так называемая инверсия геосинклинали. Это переходное время, по мнению Белоусова, характеризуется весьма большой подвижностью береговых линий. Страхов [1948], как

известно, не разделяющий взглядов Белоусова о развитии геосинклиналей, также, однако, полагает, что лагунные отложения образуются в переходный период эволюции геосинклинальных зон, когда береговые линии наиболее подвижны. На платформах лагунные фации в большинстве случаев тоже приурочены к регрессивным и трансгрессивным сериям осадков [Наливкин, 1956].

Известно, что лагунные осадки наиболее распространены среди отложений силура, перми и в четвертичных толщах, что связано с мощными тектоническими движениями земной коры в конце каледонского, герцинского и альпийского орогенических циклов. Каледонские движения вызвали отложение силурийских гипсов и доломитов Прибалтики, имеющих лагунное происхождение. С герцинским тектоническим циклом связаны пермские лагунные отложения Западного Предуралья, пермские соли; гипсы и доломиты Западной Европы. В альпийское время, кроме современных лагунных фаций, образовывались третичные лагунные толщи Прикарпатья, Ирана и др.

Таким образом, развитие лагун в истории Земли и на современных побережьях совпадает с эпохами и районами интенсивных колебательных движений суши, и было бы неправильно ограничивать их распространение пределами платформ и районов медленных поднятий или опусканий. Лагуны образуются в самой разнообразной геологической обстановке, в том числе и на стабильных берегах, но наиболее благоприятны для их возникновения условия, складывающиеся в местах испытывающих вертикальные движения того или иного знака. Различия физико-географических и геологических условий, в которых формируются лагуны, определяет большое разнообразие типов последних. Леонтьевы [Леонтьев, Леонтьев, 1957] классифицируют лагуны по нескольким признакам: по их морфологическим особенностям (в частности, по конфигурации их бассейнов), по генезису пересыпей, отчленяющих их акватории, и т. д.

Несомненно, дальнейшее изучение лагунных побережий позволит предложить более детальную генетическую их классификацию. Однако уже сейчас ясно, что лагуны весьма разнообразны по своим морфологическим чертам и образуются в разнообразных физико-географических условиях. В то же время их широкое развитие на берегах Земли характеризует определенный этап в эволюции береговых линий.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В.* 1948. Общая геотектоника. Госгеолиздат.
Болдырев В. Л. 1958. Процессы отмирания аккумулятивных береговых форм на примере Керченского пролива. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 28.
Владимиров А. Т. 1958. К морфологии и динамике берега Западной Камчатки. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 2.
Владимиров А. Т. 1959. Эволюция берега Западной Камчатки в четвертичное время. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР, 4.

- Егизазаров Б. Х.* 1957. Геологическое описание архипелага Северной Земли. Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики, 81.
- Живаго А. В.* 1958. Современные тектонические движения на побережьях Балтийского, Черного и Азовского морей. Тр. Центр, н.-и. ин-та геод., аэро съемки и картогр., вып. 128.
- Зенкович В. П.* 1946. Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. Изд. Морской транспорт.
- Зенкович В. П.* 1950. О способе образования лагун. Докл. АН СССР, № 4.
- Зенкович В. П.* 1952. Образование двойных баров и пересыпей. Природа, №1
- Зенкович В. П.* 1952. Эволюция акваторий лагун. Изв. Всесоюзн. Геогр. о-ва, № 5.
- Зенкович В. П.* 1953. Об одном типе отмирающих аккумулятивных береговых форм. Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва, 85.
- Зенкович В. П.* 1957. О происхождении береговых баров и лагунных берегов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 21,
- Зенкович В. П.* 1958. Берега Черного и Азовского морей. Географгиз.
- Ионин А. С.* 1961. Отмирающие аккумулятивные формы Берингова моря. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР, 8.
- Ионин А.С., Каплин П. А.* 1956. Особенности формирования морских террас. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 5.
- Каплин П.А.* 1957. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР, 2.
- Леонтьев О. К.* 1960. Типы и образование лагун на современных морских берегах. Сб.: Морская геология. Междунар. Геолог. конгресс, XXI сессия Докл. Сов. геологов. Проблема 10.
- Леонтьев О. К.* 1960. Некоторые закономерности формирования лагунных побережий и их геологическое значение. Изв. высших учебн. завед. Сер. геол. и разведки, № 7.
- Леонтьев О. К., Леонтьев В. К.* 1957. К вопросу о генезисе и закономерностях развития лагунных побережий. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР, 2.
- Леонтьев О. К., Леонтьев В. К.* 1958. Колебательные движения побережий и формирование лагун. Природа, № 10.
- Наливкин Д. В.* 1956. Учение о фациях. Изд. АН СССР.
- Невесский Е.Н.* 1958. К вопросу о новейшей Черноморской трансгрессии. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 28.
- Невесский Е. Н.* 1958. Изучение истории развития Анапской пересыпи на основании анализа толщ прибрежных и береговых осадков. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 28.
- Серебрянный Л. Р.* 1961. Радиоуглеродный метод и его применение для изучения палеогеографии четвертичного периода. Изд. АН СССР.
- Серпухов В. И. Бойков Д. Ф.* 1938. Геологическое строение и полезные ископаемые Чукотского полуострова в районе мыса Шмидта. Тр. Аркт. НИИ, 95, вып. 2.
- Страхов Н. М.* 1948. Основы исторической геологии, тт. I и II, Госгеолиздат.
- Щербаков Ф. А.* 1959. Литологическое исследование наносов юго-западного побережья Анадырского залива Тр. Океаногр. комиссии АН СССР.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ЛАГУН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СССР

Вопрос о происхождении лагун и их типах имеет практический и теоретический интерес, тем более что существующие теории их образования далеко не полностью объясняют особенности лагун, широко распространенных на берегах Советского Союза.

По классической теории, изложенной в известной монографии Джонсона [Jonson, 1919], бар, отшнуровывающий акваторию лагуны, образуется при относительном поднятии отмелого берега. Энергия волн открытого моря быстро иссякает при прохождении ими мелководья, и в зоне забурунивания обломочный материал откладывается на дне в виде широкого подводного вала. Постепенно вал нарастает и в конце концов поднимается над уровнем моря, отделяя от него акваторию лагуны. Однако ни Джонсон, ни другие зарубежные исследователи не объясняют механизма образования лагун для берега, испытывающего относительное погружение.

В. П. Зенкович [1946] расширил и значительно дополнил существующие теории лагунообразования. Основываясь на примере берегов Камчатки, он показал, что лагуны могут образовываться при погружении плоской или слабо наклонной поверхности, сложенной песчано-гравийным материалом [Зенкович, 1950]. В этом случае береговой вал, обычно располагающийся у края плоских аккумулятивных равнин, быстро нарастает за счет интенсивного размыва подводного берегового склона, выведенного из равновесия относительным опусканием суши. Одновременно происходит смещение вала в сторону берега. Но часто суша погружается быстрее, чем передвигается вал, и тогда равнина за ним оказывается ниже уровня моря. Этот пониженный участок заполняют со стороны моря вода, просачивающаяся через вал, а со стороны суши — воды рек и ручьев.

Такая схема образования лагун хорошо подтверждается материалами, собранными автором на побережье Чукотского моря.

Главной особенностью лагун Чукотки является то, что они возникли в условиях относительного погружения суши [Ионин, 1955]. Многие из них занимают устьевые части широких долин и по конфигурации похожи на лиманы; другие возникли в вогнутостях береговой линии в результате отчленения этих вогнутостей пересыпью-баром; наконец, некоторые лагуны сочетают в себе морфологические признаки и лагун и лиманов, — их было бы удобно называть лагунами-лиманами. Примером такого типа лагун являются две соседние лагуны А и В (рис. 1 и 2).

Лагуна А более проста по очертанию, чем лагуна Б. Ее образование связано с новейшим относительным поднятием уровня моря, в результате которого морские воды вторглись в пределы прибрежной низменности. Они затопили устьевую часть речной долины и



Рис. 1. Схематический план лагуны А

прилегающие участки аллювиальной равнины; возникший лиман в дальнейшем отделился пересыпью от моря. Эта лагуна и сейчас еще сохранила общее очертание речной долины. Конфигурация лагуны В сложнее; она как бы состоит из двух разнородных участков: ее юго-западная часть представляет собой лиман, а участок, вытянутый вдоль берега моря, является классическим образцом лагуны.

Морфологические признаки, а также анализ петрографического состава гальки, слагающей пересыпи этих лагун, неоспо-

римо свидетельствуют, что акватории лагун отшнуровались от моря в результате поперечного перемещения наносов при длительном поступлении их со дна. Пересыпи обеих лагун сложены гравийно-галечным материалом, среди которого встречаются гальки сиенита и

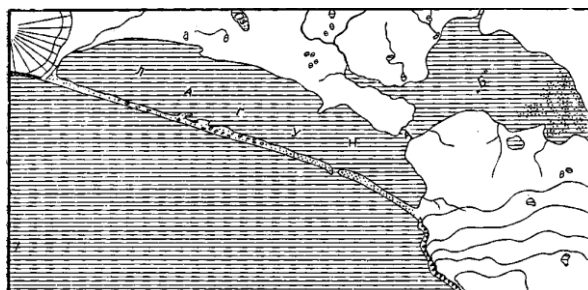


Рис. 2. Схематический план лагуны Б

некоторых других изверженных пород. Галечный материал не может целиком поступать с соседних абразионных участков, так как они сложены только сланцами. Более того, протяженность аб-

разионных участков, питающих пересыпь, невелика, а у корневых концов пересыпей располагаются выдвинутые в море мысы — непропуски. Обращают на себя внимание однородность (по размеру) и хорошая окатанность галечного материала, слагающего пересыпи. Вполне очевидно, что образующий их материал поступает со дна; он возникает в результате размыва погружающейся равнины, которая сложена флювиогляциальным галечным материалом различного

петрографического состава.

Интересной особенностью морского дна против рассматриваемых пересыпей является четкий перегиб профиля подводного склона на глубинах около 10 м (рис. 3).

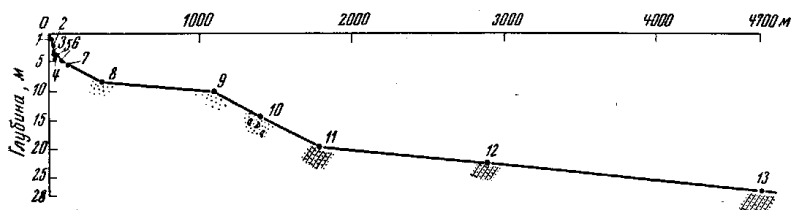


Рис. 3. Профиль подводного берегового склона пересыпи лагуны А

Можно полагать, что ступень, находящаяся на этой глубине, образовалась в результате размыва верхней части подводного склона и от выбрасывания галечного материала на пересыпь. До глубины 10 м профиль имеет вид плавной вогнутой кривой, приближающейся по форме к теоретическому профилю равновесия аккумулятивного берега, и не имеет ступеней размыва. Нижняя часть подводного склона, возможно, выработана в период, предшествовавший современному относительному поднятию уровня моря, а размыв ступени в верхней части подводного склона связан с быстрым затоплением прибрежной низменности трансгрессирующим морем. Затопленные участки равнины, как правило, имеют более пологие уклоны, чем это свойственно профилю равновесия подводного склона, и поэтому волны, стремясь приблизить уклоны дна к уклонам профиля равновесия, размывают верхнюю часть склона и выбрасывают на берег гальку. Характерный перегиб профиля подводного склона, отмеченный нами на берегах Чукотского моря, наблюдается и в других районах современного относительного повышения уровня. Так, на Байкале, в районе залива Провал, где новейшее быстрое погружение суши можно считать установленным, профили подводного берегового склона также имеют в верхней части характерный перегиб и ступень. Их возникновение, очевидно, связано с интенсивным размывом приурезовой части дна после опускания суши и образования залива Провал.

Формирование пересыпей лагун Чукотского моря, по-видимому, также началось в ходе относительного погружения суши и в связи с описанной перестройкой подводного склона. Валы пересыпей строились не на подводном береговом склоне, а выше уреза, в зоне накопления пляжа. При затоплении полого-наклонной равнины подводный склон в верхней части подвергся размыву, и на сушу стало поступать большое количество материала. Береговые валы, кото-

рые обычно прослеживаются почти на любом пляже, стали быстро надстраиваться, превращаясь в мощные пересыпи. Их подводная часть по мере поднятия уровня размывалась со стороны моря, а со стороны лагуны нарастала за счет материала, переброшенного через пересыпи штормовыми волнами. Чем сильнее размыв, тем больше галечно-гравийного материала перебрасывается в тыловую часть пересыпи и тем быстрее она перемещается в сторону суши.

О таком перемещении рассматриваемых пересыпей свидетельствует целый ряд признаков: нахождение в их основаниях тундровых торфяников, надвигание пересыпей на вторичные аккумулятивные образования типа азовских кос, возникших с их лагунной стороны, и само строение пересыпей [Ионин, 1955]. Перемещение пересыпей происходит значительно медленнее, чем затопление расположенных за ними участков прибрежной низменности. Фильтрующиеся через пересыпи морские воды вместе с водами подпруженных рек растекаются по поверхности погружающейся равнины и образуют обширные, отчлененные от моря лагуны.

На основании рассмотренных примеров (а они типичны для многих лагун северо-восточных берегов СССР) можно заключить, что образование пересыпей-баров, отчленяющих лагуны от моря, действительно приурочено к относительному поднятию уровня. В соседнем районе расположены лагуны совершенно другого типа. Они, как правило, вытянуты вдоль берега узкой полосой, тянущейся на 30—40 км. Одна из обследованных лагун очень мелководна; она отшнуровывается от моря пересыпью сложного строения. Со стороны моря береговая линия этой пересыпи ровная, с широким песчаным пляжем, со стороны же лагуны — сильно расчлененная. Пересыпь то расширяется и выдвигается в акваторию лагуны на несколько сот метров, то становится узкой, и тогда соответственно увеличивается ширина лагуны.

Местами (например, близ западного корня) пересыпь имеет 200 м в ширину и 2 м в высоту (рис. 4); на ее поверхности отмечаются многочисленные следы заплесков волн. Судя по следам на песке, наибольшие заплески свободно переливаются через тело пересыпи. Верхняя граница пляжа расплывчата, пляж незаметно переходит в песчаный вал, из которого сформирована пересыпь. Далее, на восточном берегу протоки, ширина пересыпи увеличивается до 400 м (см. рис. 4). Непосредственно от пляжа здесь поднимается отвесный уступ размыва, высотой более 3,5 м, в котором обнажается строение этого участка берега, сложенного чередующимися прослоями песка и торфа. Поверхность пересыпи представляет собой обычную низменную равнину, покрытую мощным слоем торфов; никаких следов береговых валов на ней нет. Совершенно очевидно, что в данном случае в тело пересыпи включен коренной останец. Таким образом, пересыпь состоит из участков, созданных аккумулярующей деятельностью волн и чередующихся с ними коренных останцев, сложен-

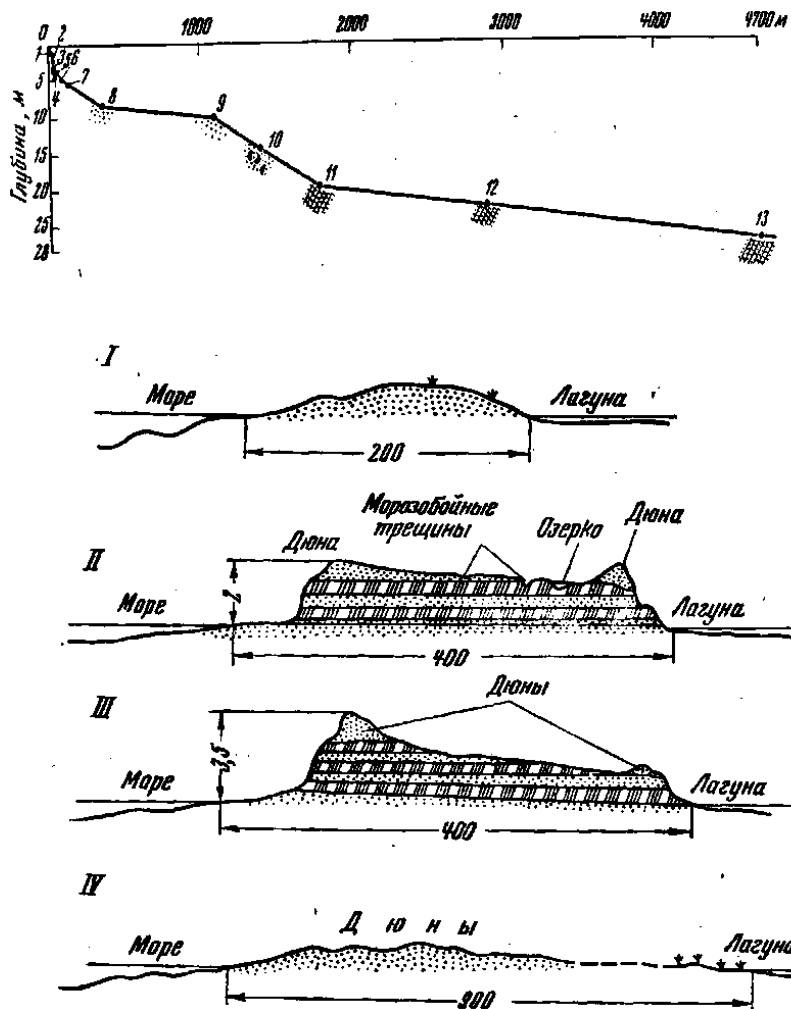


Рис. 4. Схематические профили через пересыпь, включающую в свое тело коренные останцы. I—близ западного корня косы; II—у знака Береговой; III—на восточном берегу протоки; IV—на западном берегу протоки.

Описанная лагуна, как, впрочем, и многие другие, образовалась при затоплении прибрежной низменности, характеризующейся холмисто-западинным рельефом. Уровень моря, по всей вероятно-

сти, поднялся незначительно (на 10—15 м), и затопленной оказалась сравнительно узкая полоса равнины. Вершины многих холмов остались незатопленными и выступали из воды в виде островов, беспорядочно, рассеянных среди мелководья. Первоначально линия берега была здесь, по-видимому, сильно изрезанной, но в процессе затопления происходила интенсивная ее переработка. Острова усиленно размывались со стороны моря, пока не оказались выравненными в одну линию, а песчаные продукты их размыва были распределены волнами вдоль берега. В результате затопления прибрежной равнины под уровнем моря оказались участки дна с невыработанным профилем, сложенные песчаным материалом. Поскольку первоначальный уклон затопленной прибрежной низменности был мал, волновой переработке подвергалась очень широкая зона дна. Большая часть наносов этой зоны была вовлечена волнами в движение по направлению к берегу и выбрасывалась выше уреза; из этого материала строились аккумулятивные перемычки между островами, перед которыми в то же время создавался широкий пляж.

В настоящий момент такой пляж имеется на всей пересыпи, и коренные участки ее размываются лишь в сильные штормы. Существующие здесь подводные валы свидетельствуют о продолжающемся движении материала наносов со дна к берегу. Несомненно, для постройки аккумулятивных перемычек имело значение также и продольное перемещение наносов, благодаря чему материал с размывающихся коренных останцев поступал на аккумулятивные участки пересыпи.

Итак, формирование сложной пересыпи происходило следующим образом: а) слабо наклонная холмистая равнина была затоплена морем; б) при переработке подводного склона и размыве полузатопленных холмов волнением были вовлечены в движение большие массы песка; в) аккумулятивные участки, соединившие эти холмы, были созданы в результате сочетания поперечного и продольного перемещений наносов.

Описанный случай не является исключением для лагун северо-востока. Многие лагуны, пересыпи которых сложены галечным материалом, также включают в свое тело коренные останцы. В ряде случаев подводные валы на береговом склоне отсутствуют, однако подводный склон и здесь подвергался интенсивной переработке, на что указывает характерный перегиб профиля подводного берегового склона, такой же как у лагун А и Г (на рис. 3).

На берегах северо-восточных морей нередки заливы, которые на карте почти невозможно отличить от обыкновенных лагун. Как и лагуны, эти заливы имеют замкнутую акваторию, но отделены от моря не аккумулятивными образованиями, а узкими полосками коренной суши, которая прорвана лишь в одном месте неширокой мелкой протокой. Хотя, по своему гидрологическому режиму, процессам осадкообразования и, наконец, по очертаниям они и похожи

на лагуны, но по генезису — эти мелководные ингрессионные бухты, возникшие в связи с затоплением удлинённых, вытянутых вдоль берега понижений суши.

Разнообразие лагунных форм и близких к ним образований не ограничивается перечисленными. На берегах морей северо-востока СССР мы встречаемся с самыми различными типами лагун, начиная с небольших вогнутостей берега, отделённых от моря обыкновенными косами, которые растут за счёт продольного перемещения наносов, и кончая сложными лагунами, сочетающими в себе одновременно черты лагун и лиманов у которых пересыпи образовались в результате продольного и поперечного движений наносов и которые, кроме того, включают в себя коренные останцы.

Существующие гипотезы происхождения лагун применимы лишь для объяснения некоторых разновидностей этих береговых форм. В настоящее время назрела необходимость выработки более полного и точного определения понятия «лагуны», а также разработки строгой геоморфологической классификации лагунных образований. В основу классификации, по-видимому, должен быть положен, в первую очередь, генезис пересыпи, отчленившей лагуну от основной акватории водоема.

ЛИТЕРАТУРА

- Ионин А. С.* Новые данные о вертикальных движениях берегов. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 13, 1955.
Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. Изд. «Морской транспорт», 1946.
Зенкович В. П. О способе образования лагун. ДАН СССР, т. 75, № 4, 1950.
Jonson D. W. Shore processes and shoreline development. N. Y., 1919.

БЕРЕГОВЫЕ БАРЫ

Бадюкова Е.Н., Каплин П.А.

Трансгрессивно-регрессивные изменения уровня Каспийского моря в текущем столетии и их последствия, выраженные в морфологии морских берегов, позволили исследователям уточнить детали процесса их преобразования в этих условиях [Рычагов и др., 1996; Игнатов и др., 1992; Бадюкова и др., 1996; Жинадрев, Никифоров, 1997]. Наиболее очевидный и характерный результат двадцатилетнего подъема уровня Каспия (более чем на 2 м) - образование береговых баров и генетически связанных с ними лагун практически по всему периметру моря на тех побережьях, где в обозримый период

спада уровня моря их не было.

Вопрос об образовании береговых баров, имеющих поистине планетарное распространение на всех побережьях Мира, как нам кажется, еще не до конца решен, и возвращение к нему в данной ситуации достаточно актуально, как для самого Каспия, где процесс баро- и лагунообразования имеет практическое значение на освоенных человеком во время регрессии побережьях, так и в теоретическом аспекте, т.к мы живем в эпоху подъема уровня Мирового океана.

По определению В.П. Зенковича, береговые бары представляют собой "длинные узкие полосы морских наносов, поднятые над уровнем моря и протягивающиеся на некотором расстоянии от коренной суши параллельно генеральному направлению морского берега" [Зенкович, 1962]. В Терминологическом справочнике по морской геоморфологии приводится следующее определение: «Береговой бар - (иногда "барьер береговой") - надводная аккумулятивная форма (полоса наносов), образованная при их поперечном перемещении с последующей аккумуляцией» [Морская геоморфология, 1980].

Эти формы берегового рельефа уже давно привлекали внимание ученых; еще в середине прошлого века Эли-де-Бомоном было высказано мнение о том, что бары формируются за счет материала, выброшенного волнами со дна в сторону суши. В дальнейшем многочисленными исследованиями эта точка зрения была подтверждена и доказана тщательным изучением слагающих бары наносов. Повидимому, их донный характер позволил ряду исследователей считать, что первоначально эти крупные аккумулятивные формы возникли на подводном береговом склоне и в дальнейшем в силу определенных причин заняли надводное положение.

На начальных этапах изучения образование береговых баров связывалось с процессом формирования подводных валов, рассматриваемых в качестве исходной формы развития берегового бара. Позднее был сделан вывод о неправомерности такого подхода в связи с разномасштабностью этих рассматриваемых аккумулятивных форм - валов и баров. Последние, как предполагалось, возникают в виде более крупных форм донного рельефа - подводных баров, расположенных на значительно больших глубинах, чем это необходимо для формирования подводных валов. Образование береговых баров, выраженных на многих побережьях Мирового океана в виде барьерных островов, объяснялось выходом (в результате относительного понижения уровня моря) подводного бара на поверхность или надстройкой первоначального аккумулятивного тела и его продвижением вверх по подводному склону с последующим выходом на поверхность и отчленением в результате части морской акватории [Зенкович, 1962; Леонтьев, Никифоров, 1965].

Одновременно же представлялся и другой способ образования

береговых баров, сформированных у уреза трангрессирующего водоема с затопленной за ними прибрежной аккумулятивной равниной. Этот вариант образования береговых баров с сопряженными с ними лагунами впервые подробно разобран В.П. Зенковичем [Зенкович, 1957], а позднее П.А. Каплиным [Каплин, 1957, 1965, 1973], прежде всего на примере лагунных берегов северо-востока России. Таким образом, в настоящее время приняты два варианта формирования береговых баров, представляющих собой первоначально либо подводные, либо надводные аккумулятивные образования. Остановимся на рассмотрении первого варианта происхождения береговых баров из подводных форм, благодаря выходу их на поверхность акватории. Если механизм образования подводных валов в зоне обрушения волн, их динамика и возможность выхода на поверхность моря лишь первого вала изучены достаточно детально, то возможность выхода подводного бара на дневную поверхность вызывает определенные сомнения.

Несмотря на разномасштабность явлений, по мнению О.К. Леонтьева и В.П. Зенковича, механизм образования баров имеет некоторое принципиальное сходство с процессом образования валов. Место и момент начала процесса формирования "крупного подводного накопления - эмбриона будущего бара" - О.К. Леонтьев связывал с переходом от средних глубин, где волны оказывают уже заметное воздействие на донные наносы, к малым, где происходит резкое падение волновой энергии [Леонтьев, 1960].

В.П. Зенкович считал, что возникновение подводной аккумулятивной формы, из которой в дальнейшем образуется береговой бар, определяет некоторая "критическая величина уклона первичной поверхности, которую начинают обрабатывать морские волны, при достижении которой разрушение волн происходит настолько далеко от берега, что перед этой зоной наносы отлагаются в большем количестве, чем вблизи уреза" [Зенкович, 1962]. В более поздней работе О.К. Леонтьева и Л.Г. Никифорова "накопление наносов на дне, дающее начало формированию подводного бара, приурочено к переходу от уже освоенной части профиля дна, к той, ближней к берегу и еще не успевшей перестроиться частью профиля, которая сохранила еще исходный уклон" [Леонтьев, Никифоров, 1965].

Как видно из приведенных выдержек из трех основополагающих работ по рассматриваемой проблеме, единого мнения и ясности по вопросу причин и места формирования подводного бара нет. Анализ же более поздних работ по динамике береговой зоны [Леонтьев, 1989; Айбулатов, 1990; Обстановки осадконакопления..., 1990] показывает, что на подводном склоне в зоне деформации волны формируются лишь подводные валы, являющиеся формами динамического равновесия подводного склона для заданных гидродинамических обстановок и чутко реагирующие на изменения волновой активности - сдвигающиеся ближе к берегу при ее затухании и сме-

щающиеся вниз по склону при усилении волнения. Характерно, что эти формы никогда не выходят на поверхность, за исключением первого вала, который на короткое время может примыкать к урезу в фазу затухания шторма.

Данные о динамике рыхлого материала на подводном склоне мористее зоны забунивания показывают, что на этих глубинах не происходит связанного с волновой деятельностью массового перемещения материала песчаной размерности, не говоря о более грубо-зернистом материале, в частности, гальке. Мористее зоны береговых валов, на глубинах, где начинается взаимодействие волны со дном, максимальные придонные орбитальные скорости волн даже 1% обеспеченности способны лишь взмучивать несвязные илы [Айбулатов, 1990]. Для образования же подводных баров, протяженностью иногда многие сотни километров, необходимо огромное количество более крупного материала, который перемещался бы со дна в сторону берега. Транспортировка такой массы наносов, очевидно, может быть осуществлена в зоне волновых деформаций только благодаря поперечной волновой составляющей и доминирующих здесь волновых течений.

На глубинах слабых волновых деформаций преобладают ветровые течения, распространяющиеся на всю толщу воды. Рассматривая их с точки зрения возможности перемещения ими необходимого для построения баров материала, следует отметить, что эти течения почти всегда ориентированы параллельно береговой линии, а повторяемость их по нормали к берегу ничтожно мала [Айбулатов, 1990]. При такой ситуации, следовательно, практически отсутствуют условия для движения материала с глубины к берегу.

Данные многочисленных подводных фотографий, наблюдения с подводных аппаратов [Айбулатов, 1990] показали, что наиболее распространенными донными аккумулятивными мезоформами на подводном склоне бесприливных морей, помимо подводных песчаных валов, являются песчаные волны и гряды. Песчаные волны характеризуются высотами до 0,5 м, пологими склонами и расположением на одинаковом расстоянии друг от друга. Образуются они на очень отмелом дне, с уклонами 0,005 и менее, в пределах банок или у выходов из бухт, на глубинах 20-30 м. Песчаные гряды, представляющие более крупные аккумулятивные формы подводного рельефа, приурочены к районам действия постоянных течений и имеют облик пологих увалов, вытянутых в направлении течений и осложненных рифелями и гидробарханами. Кроме того, на шельфах приливных морей широко известны крупные песчаные волны и гряды, расположенные нерегулярно в виде полей. Это очень динамичные образования, регулярно исчезающие и формирующиеся благодаря активным приливо-отливным течениям, характерны в основном для проливов и эстуариев [Обстановки осадконакопления..., 1990].

Если бы береговые бары или барьерные острова формирова-

лись непосредственно из подводных баров, то мы должны были бы наблюдать этот процесс на разных стадиях. В.П. Зенкович [Зенкович, 1957] приводит в качестве примеров подводных баров Одесскую, Бакальскую и Евпаторийскую банки, а также банки северной части Каспийского моря. По его мнению, все они по каким-либо причинам не успели выйти на поверхность моря. О рельефе северной части Каспийского моря мы уже писали ранее [Бадюков и др., 1996], пытаюсь доказать на основе морфологического анализа и анализа слагающих банки и острова отложений, что эти аккумулятивные формы, расположенные на краю авандельты Волги и в районе Мангышлакского порога, представляют собой бывшие береговые линии Каспия. Что касается банок, расположенных в Черном море, то дальнейшие исследования [Невесский, 1968, Изучения геологической истории..., 1984 и др.] показали, что все эти формы развивались ранее в субаэральных условиях и представляют собой древние береговые бары, затопленные к настоящему времени. Так, Одесская банка является огромным аккумулятивным телом, сложенным из аллювиальных и морских песков посткарангатского и новозвксинского времени. Нижняя часть литологических колонок представлена часто субаэральным песком, по-видимому, эолового происхождения, в верхах разреза встречаются прослои торфяников (рис. 1). Фауна часто имеет пресноводный и опресненный характер. В наиболее повышенных участках банки отложения с фауной отсутствуют, что, по мнению авторов, говорит о том, что ранее эти участки являлись сушей. Эти аккумулятивные формы в свое время отделяли лагуны, о чем со всей очевидностью говорят данные подводного бурения соответствующих участков дна Черного моря.

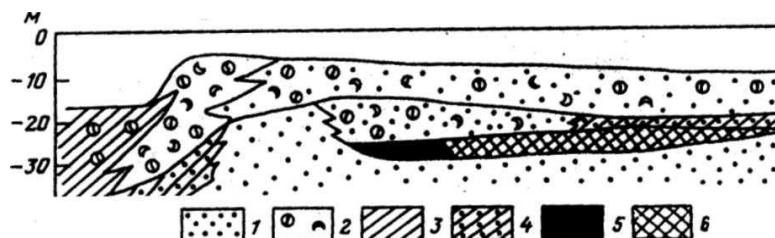


Рис 1. Разрез отложений Одесской банки (по Невесскому, 1968)

1 - песок, 2 - ракуша и ракушечный детрит, 3 - илы морские,
4 - илы морские песчаные, 5- торф, 6 - лагунный и лиманный ил

Вопрос о причинах выхода подводного бара на поверхность и механизм перехода бара из подводного состояния в надводное в научной литературе находит объяснение в весьма ограниченном количестве работ. По мнению О.К. Леонтьева и Л.Г. Никифорова [1965], для образования современных береговых баров необходим был еди-

ный глобальный процесс изменения уровня Мирового океана. Авторы считают, что таким процессом было резкое падение уровня Мирового океана после фландрской трансгрессии, так как экспериментальные исследования показали, что в условиях постоянного или повышающегося уровня подводный бар никогда не выходит своим гребнем на поверхность. Этот процесс возможен только при некотором понижении уровня. Возражая на это, П. А. Каплин [1973] замечает, что при эвстатическом понижении уровня, так же как и при его стабильном положении, увеличение волновых скоростей над гребнем растущей аккумулятивной формы повлечет ее размыв и будет препятствовать ее выходу на поверхность.

Кроме того, к настоящему времени доказано [Колебания уровня морей..., 1982; Clark et al., 1978], что уровень океана в конце голоцена вел себя по-разному на различных широтах. Например, на побережьях Ирландии, Канады, на восточном побережье Америки и в Мексиканском заливе он не превышал современный в голоцене. Однако все перечисленные районы характеризуются широким развитием барьерных островов в настоящее время. Например, на очень детально изученном побережье Канады описаны барьерные острова и пересыпи, сложенные галечниковым материалом.

По данным исследований W. Duffi, D. Belknap и др. [Duffi et al., 1989], один из крупных баров образовался здесь около 10 тыс. л.н. и за период между 10 тыс. л.н. и 7 тыс. л.н. переместился одновременно с подъемом уровня океана на 6 км. За последующие 2 тыс. лет он переместился еще на 2-3 км и еще на 1,5 км - с тех пор. Таким образом, скорость отступления составила соответственно 2, 1,0-1,5 и 0,3 м в год. Как видно, эта скорость была пропорциональна скорости подъема уровня моря (рис. 2).

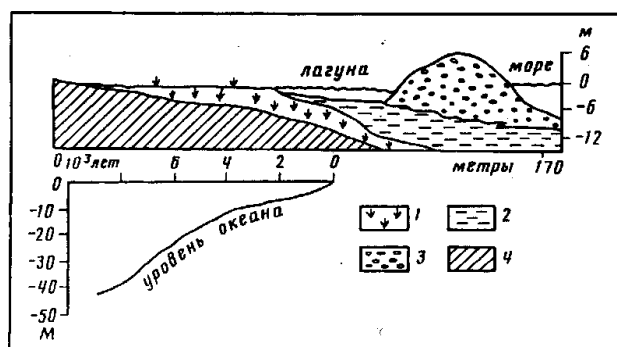


Рис. 2. Строение прибрежных отложений у побережья Канады (по Duffi et al., 1989)
Отложения: 1 - торфяные, 2 - лагунные, 3 - берегового бара, 4 - плейстоценовые

Иногда, благодаря катастрофическим штормам, скорость продвижения бара увеличивалась до 8 м в год (например, в 1954 г.). По данным авторов в процессе перемещения бар полностью перерабатывается каждые 5-10 лет. Уровень океана не превышал современный и южнее, в районе о-ва Лонг-Айленд, у побережья штата Делавэр, в Мексиканском заливе у побережья штата Техас [Wilkinson, 1978] и в других районах побережья Северной Америки, где, однако, широко представлены барьерные острова (рис. 3, 4).

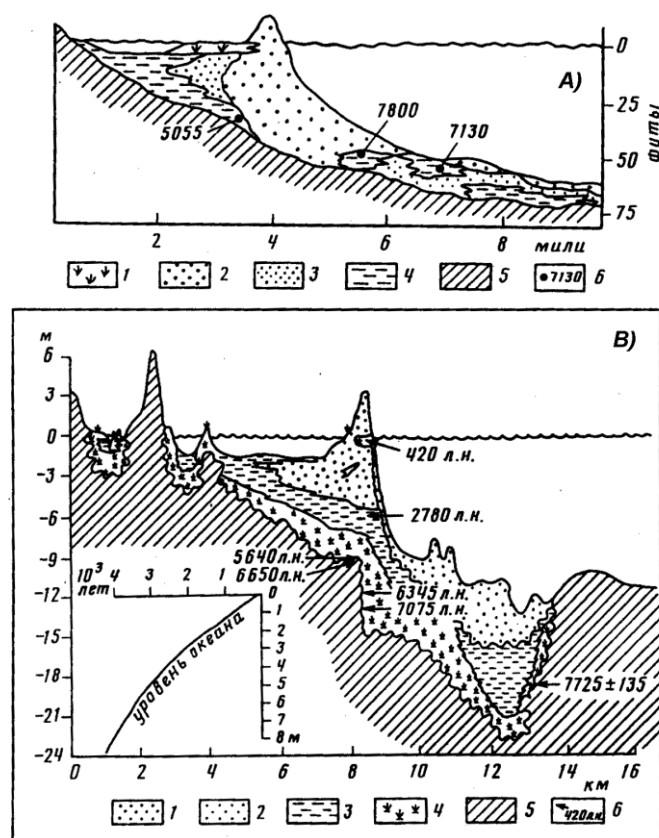


Рис. 3. Строение прибрежных отложений у о-ва Лонг-Айленд (по Rampino, Sanders, 1980)
Отложения: 1 - торфяные, 2 - берегового бара, 3 - подводного склона, 4 - лагунные,
5 - плейстоценовые; 6-датировки по ^{14}C

Рис. 4. Строение прибрежных отложений у побережья штата Делавэр (по Kraft, 1975)
Отложения: 1 - бара, 2 - подводного склона, 3 - лагунные, 4 - торфяные, 5 - плейстоценовые; 6 -
датировки по ^{14}C

Надо отметить, что там, где уровень океана в голоцене превышал современный, например, в Австралии, береговые бары и пересыпи часто имеют другой морфологический облик. Они состоят из двух береговых баров, разделенных лагуной, причем бары, расположенные ближе к берегу, сформировались ранее, при более высоком уровне океана [Bird, 1976]. Затем была регрессия, за которой последовало очередное повышение уровня океана, способствовавшее формированию второй барьерной системы с лагуной за ней.

Теоретически для активной подачи песчаного материала со дна нужны уклоны порядка 0,005 и никак не больше 0,01 [Леонтьев, Никифоров, 1965]. Однако на океанических побережьях, так же как и на многих берегах морей, подводные склоны имеют гораздо большие уклоны. Особенно это касается открытых побережий океанов, где регулярно бывают штормовые волнения и берега часто приглубые. Так, уклоны верхней части подводного склона на восточном побережье Северной Америки составляют порядка 0,02, у берегов Канады, где барьерные острова и пересыпи часто сложены галечным материалом, уклоны еще больше. На побережье южной и юго-восточной Балтики в интервале глубин от 0 до 10 м они составляют 0,01-0,4. При таких уклонах при понижении уровня моря подводный бар, если бы он даже мог образоваться, неминуемо бы размылся, частично перемещаясь к берегу, а частично - на глубину. Если же принять, что береговые бары изначально представляли собой береговую линию, то уклоны подводного склона могут быть любыми, в зависимости от крупности материала в береговой зоне, а следовательно, значительные их различия не лимитируют развития барьерных систем. Единственным условием для образования баров "является существование в пределах затопляемой суши первичных уклонов, меньших, чем необходимые для выработки профиля равновесия при данной крупности наносов" [Каплин, 1973].

Действительно, только при таких соотношениях возможно образование всех рассмотренных выше аккумулятивных форм, так как в этом случае может сформироваться пляж полного профиля. В результате обломочный материал в значительной степени не изымается из береговой зоны, а участвует в образовании аккумулятивных форм. На подводном склоне при этом может очень часто наблюдаться дефицит наносов, что не мешает образованию береговых баров, так как при подъеме уровня моря, как писал еще В.П. Зенкович [1957], происходит переработка собственно края прибрежной равнины, сложенной рыхлым материалом.

Если придерживаться взгляда, что подводный бар вначале сформировался на больших глубинах, то за ним, ближе к берегу, должны располагаться морские отложения открытого водоема, а в приурезовой зоне — прибрежные фации. И только лишь после выхода его на поверхность моря и отчленения залива, в последнем началось бы лагунное осадконакопление. Анализ многочисленной ли-

тературы по барьерным островам мира, статей по берегам нашей страны, приводящих данные бурения, со всей очевидностью показывает, что за барьерными островами и пересыпями везде располагаются лишь аллювиально-дельтовые, озерные и лагунные отложения разного генезиса [Winterhalter, ; Богачевич-Адамчак, 1982; Кунскас, 1970; Каплин, Невесский и др., 1968].

Все береговые бары, барьерные острова и пересыпи в процессе своего развития смещались в сторону суши, о чем говорит налегание морских пляжевых фаций на лагунные. Иллюстрацией могут служить приведенные профили через лагуны, острова и пересыпи в разных районах мира (рис. 1-4). Так, согласно М. Рампино [Rampino, Sanders, 1980], развитие береговой зоны в районе о-ва Лонг-Айленд (восточное побережье Северной Америки) в голоцене шло по следующему сценарию. По мере подъема уровня океана подтапливалась низменная суша, образовывались марши, отделенные от океана береговыми барами. Марши постепенно превратились в обширные лагуны, протяженные береговые бары были во многих местах прорваны и в результате превратились в цепочку барьерных островов. Надо отметить, что последнее часто наблюдается и в наше время на многих побережьях, когда отдельные протяженные острова после сильных штормов разделяются на несколько более мелких или, наоборот, возникают новые протяженные участки суши.

Детальные работы на одном из соседних с о-вом Лонг-Айленд барьерных островов выявили, что барьерная система образовалась здесь около 9 тыс. л.н. при уровне моря -24 м [Sanders, Komar, 1975]. Барьер в то время был аналогичен современному, его высота составляла около 10 м, но располагался он в 7 км от современного берега. Затем уровень моря начал подниматься, однако береговой бар почти не перемещался, благодаря большому количеству песчаного материала в береговой зоне, происходило только углубление лагуны. Когда уровень моря поднялся до -16 м, остров при своем перемещении, хотя и медленном, в сторону суши, затонул в лагуне, и береговая линия, в результате, переместилась сразу же на 5 км ближе к берегу, где образовался новый береговой бар. Последний по мере продолжающегося подъема уровня моря испытывал смещение в сторону суши и к настоящему времени занял свое теперешнее положение.

Другим примером, иллюстрирующим развитие барьерной системы, является профиль через один из островов и сопряженную с ним лагуну у побережья штата Делавэр [Kraft, 1979], согласно которому эта система развивалась аналогично описанным выше островам (рис. 4), что хорошо подтверждается результатами бурения. По данным В.Н. Wilkinson [1978] во время Висконсинского оледенения уровень океана был на 140 м ниже современного. Около 10 тыс. л.н., по мере подъема уровня океана, в устьях близко расположенных рек образовался обширный единый эстуарий. Надо отметить, что уже на начальном этапе своего развития этот эстуарий был отделен от океа-

на береговом баром, преобразованным в дальнейшем в систему барьерных островов, которые существовали значительно мористее их теперешнего положения. Благодаря продолжающемуся подъему уровня, барьер продвигался в сторону суши, и около 7 тыс. л.н. береговая линия находилась там, где сейчас глубины 14-18 м. Около 6 тыс. л.н. береговая линия была там, где сейчас глубина 6 м, и около 4,5 тыс. л.н. - где глубина 3 м. Более медленный подъем уровня океана во второй половине голоцена способствовал тому, острова также замедлили скорость перемещения, и эстуарий стал активно заполняться дельтовыми осадками. Около 3 тыс. л.н. реки заполнили залив своими отложениями. Характерно, что скважины, пробуренные на территории бывшего эстуария, нигде не вскрыли отложений открытого морского водоема. Везде отложения барьерных островов залегают на дельтовых и лагунных отложениях, которые, в свою очередь, подстилаются отложениями плейстоценового возраста.

Можно привести еще много примеров истории развития побережий, оконтуренных береговыми барами или барьерными островами. Так, в лагуне Венеции литологическими колонками вскрываются отложения мощностью 5-6 м. Возраст этих лагунных осадков около 5 тыс. лет, залегают они непосредственно на плейстоценовых флювиально-озерных отложениях [Clennen, 1997]. Многочисленные данные по бурению в лагунах, расположенных за Фризскими островами, показывают повсеместное налегание лагунных отложений на плейстоценовые флювиально-аллювиальные. На побережье Польши на подводном береговом склоне голоценовые отложения открытой морской акватории также залегают непосредственно на лагунных, которые, в свою очередь, подстилаются отложениями флювиогляциального генезиса [Winterhalter, Kaszubowski, 1992]. Нет морских отложений в Вислинском и Куршском заливах юго-восточной Балтики (рис. 5), аналогичная ситуация наблюдается на побережье дальневосточных морей. Например, в бухте Рудная на аллювии среднеплейстоценового возраста непосредственно залегают лагунные отложения, перекрытые в мористой части бухты гравийно-галечным пляжевым материалом, слагающим береговые валы. Последние, как и везде, напозлази на лагуну, погребая ее осадки [Геоморфология..., 1978].

Весь перечисленный фактический материал заставил нас считать, что все береговые бары первоначально сформировались из серии береговых валов на краю прибрежных равнин. Накопленный новый материал позволяет утверждать, что такой механизм является единственным. Тогда при объяснении появления барьерных островов не возникает всех тех вопросов, на которые мы обращали внимание, в частности, не надо привлекать глобальных изменений уровня океана. Хотя несомненно, что осцилляции уровня океана играли существенную роль, но не непосредственно в формировании береговых баров, а в их расширении при падении уровня и в про-

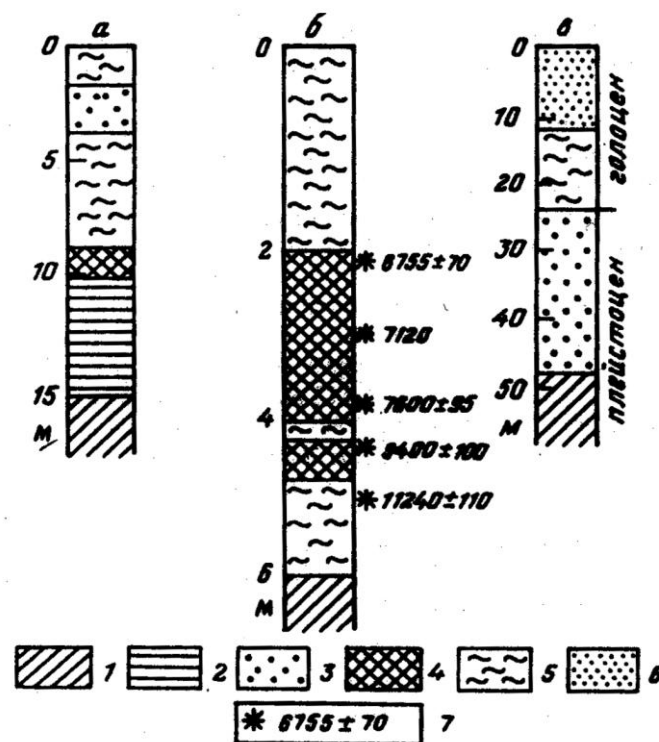


Рис. 5. Литологические колонки, характеризующие состав отложений Куршского залива (по Кункас, 1970) - а, Вислинского залива (по Богачевич-Адамчак, 1982) - б и подводного склона Польского побережья (по Koszubowski, 1992) - в 1 - коренные породы, 2 - глина, 3 - аллювиальные отложения, 4 - торф, 5 - алеврит, 6 - морские отложения, 7 - датировки по ^{14}C

движении в сторону суши - при подъеме уровня. В последнем случае очень важно соотношение скорости подъема уровня океана и количества песчаного материала, так как это приводит к развитию разных сценариев поведения береговых баров.

Если в береговой зоне нет избытка рыхлого материала, то при быстром подъеме уровня океана бар быстро перемещается в сторону суши. Такой вариант широко распространен на побережьях мира, он же наблюдается на лагунных берегах Каспия. Во втором случае, когда в береговой зоне много рыхлого материала и небольшая скорость подъема уровня, формируется мощный береговой бар, который в основном наращивается вверх и смещается в сторону суши значительно медленнее. Лагуна, по мере подъема уровня океана, если скорость осадконакопления в ней велика, при этом не углубляется.

И, наконец, возможен такой вариант, когда по мере подъема уровня океана, лагуна за баром, благодаря небольшой скорости осадконакопления в ней, углубляется. В результате наступает такой момент, когда при перемещении в сторону суши верхняя часть бара

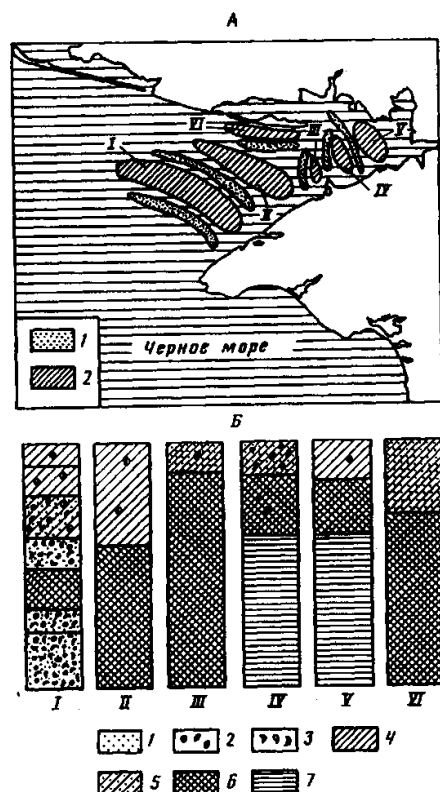


Рис. 6. А - Схема расположения реликтов древних аккумулятивных тел с сопряженными с ними лагунными понижениями I-VI

1 - реликты древних аккумулятивных тел, 2 - зоны с преимущественным развитием илистых прибрежных отложений.

Б - Сводные стратиграфические колонки для этих участков дна I-VI (по Невескому, 1968)

1 - песок, 2 - ракуша, 3 - ракушечный детрит, 4 - песчано-илистые отложения, 5 - илы морские, 6 - илы лагунно-лиманские, 7 - коренные глины

буквально "сваливается" в лагуну и урез моря скачкообразно перемещается вглубь, на берег лагуны. Береговой бар в этом случае оказывается захороненным на месте. Прекрасным примером, иллюстрирующим этот вариант развития береговой зоны при повышающемся уровне моря, является рельеф подводного склона Каламитского залива в Черном море [Невеский, 1968], где выявлены реликты древних аккумулятивных тел с сопряженными лагунными отложениями, вскрывающимися непосредственно за этими банками ближе к берегу (рис. 6).

В Азовском море на подводных склонах Арабатской стрелки и косы Белосарайской при бурении были также обнаружены реликты затопленных и захороненных древних аккумулятивных форм. Залегают они на глубине 5-9 м и надвинуты на лежащие за ними лагун-

ные илы [Каплин и др., 1968].

Надо отметить, что одной из наиболее характерных особенностей разрезов толщи осадков шельфа Мирового океана является наличие в ней различного рода береговых образований. В направлении к современной береговой линии можно проследить серии комплексов - своеобразную лестничную структуру, состоящую из линз различного генезиса [Невесский, 1968; Каплин и др., 1968]. Благодаря тому, что в период неравномерного эвстатического повышения уровня океана береговая зона мигрировала вверх по шельфу, в толще его осадков закономерно оказались включены в виде линз береговые аккумулятивные образования и сопряженные с ними лагунные отложения. Подобные комплексы встречаются повсеместно - например, на шельфах Черного, Балтийского, Охотского, Берингова и Чукотского морей [Каплин и др., 1968], в прибрежной части Восточно-Сибирского моря и у берегов дальневосточных морей [Геоморфология ..., 1978], на подводном склоне Сахалина и в Японском море.

Описываемые комплексы залегают на плейстоценовых осадках разного генезиса: гляциальных и прибрежных. Все эти гряды фиксируют древние береговые линии, представленные в свое время береговыми барами. Однако трудно согласиться с широко распространенным мнением, что в процессе своего развития береговые бары не успевали надстраиваться вслед за быстро поднимающимся уровнем моря, так как это не подтверждается наблюдениями за реакцией береговой зоны на подъем уровня моря на Каспии. Здесь скорость подъема уровня моря несравнимо более высокая, чем в океане, однако береговые бары, отчленяющие лагуны, широко развиты и, несмотря на часто наблюдаемый дефицит наносов, успевают надстраиваться и перемещаться в глубь суши по мере подъема уровня моря.

Формирование большинства береговых баров, развитых на побережьях Мирового океана, относится к началу голоценовой трансгрессии, когда подъем уровня океана способствовал их образованию на краю суши и продвижению вверх по склону по мере подъема уровня океана. Продолжающийся подъем уровня привел к затоплению обширных пространств прибрежных низменностей и формированию за барами лагун, с последующим их углублением. Последнее способствовало захоронению отдельных участков береговых баров в лагуне и, как следствие, разрыву этих протяженных форм на отдельные острова. Т.е., барьерные острова являются второй стадией развития протяженных береговых баров.

По мере продвижения этих аккумулятивных тел вверх по шельфу, они часто затопливались и вновь возникали в виде серии очередных береговых баров на бывших лагунных берегах. Затем цикл повторялся и, таким образом, формировалась серия затопленных береговых линий на подводном склоне. Надо отметить, что на низменных побережьях, о которых все время идет речь, море затап-

ливалось не только пространства прибрежной суши, но и ингрессировало в устья рек, в результате чего образовывались или лиманы или эстуарии, если эти акватории глубоко вдавались в сушу. Но и в том и другом случае на начальных этапах своего развития последние были отгорожены от моря береговыми барами. Исключением, возможно, являлись лишь те эстуарии, где существовали большие скорости приливно-отливных течений, спровоцированные высокими приливами и рельефом прибрежной зоны. В третью стадию своего развития барьерные острова или бары при своем продвижении в сторону суши могли частично примыкать к более высоким и выступающим участкам лагунного побережья, отчленяя таким образом участки акватории лагуны. Если они причленялись с двух сторон, то происходило образование отгороженных пересыпями заливов (например, Куршский и Вислинский). В том случае, если причленение происходило лишь одной стороной, то образовывались косы (Аграханская коса, многие косы Черного моря и др.). И, наконец, в четвертую стадию возможно полное исчезновение островов или пересыпей. Так, барьерные острова в настоящее время исчезают во многих районах восточного побережья Северной Америки, где они "сваливаются" во время катастрофических штормов в лагуны. Аналогичным образом могут захораниваться и пересыпи в устьях лиманов и эстуариев, где, благодаря углублению последних, они тонут при своем движении вверх по склону и фиксируются в дальнейшем на подводном склоне в виде затопленных береговых линий. Как пример, можно привести затопленные пересыпи в устьях эстуариев на западном побережье Северной Америки, в частности, у входа в бухту Золотой рог.

Таким образом, изложенные материалы приводят нас к выводу, что образование береговых баров (барьерных островов) и связанных с ними и широко распространенных по всему Миру лагунных побережий происходит только вторым, более простым и логичным способом. Он также неоднократно и подробно описан в литературе и принципиально сводится к трангрессивному затоплению низменной прибрежной равнины, расположенной непосредственно за аккумулятивными береговыми формами. Данные последних лет по исследованию побережий Мирового океана, а также внутренних морей (Каспийское море) позволяют сделать вывод, что образование береговых баров и барьерных островов возможно лишь над водой у уреза.

ЛИТЕРАТУРА

- Рычагов Г.И., Никифоров Л.Г. и др.* Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестн. МГУ. Сер. 5. 1996. № 4. С. 51-59.
- Игнатов Е.И., Каплин П.А. и др.* Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов // Геоморфология. 1992. № 1. С. 12.
- Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н. и др.* Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны // Вестн. МГУ. Сер. 5. 1996. № 6. С. 83-89.

- Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г.* Особенности морфолитодинамики отмелей песчаных берегов в условиях колебаний уровня моря // Геоморфология. 1997. Вып. 2. С. 9-19.
- Зенкович В.П.* О происхождении береговых баров и лагунных берегов // Тр. Ин-та океанол. 1957. Т. XXI. С. 3-39.
- Морская геоморфология. Терминологический справочник. М.: Мысль, 1980. 278 с.
- Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г.* О причинах планетарного распространения береговых баров // Океанология. 1965. Т. V. Вып. 4. С. 653-661.
- Каплин П.А.* О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР // Тр. Океан. ком. 1957. Т. 2. С. 104-110.
- Каплин П.А.* Некоторые закономерности образования лагун // Океанология. 1965. Т. IV. Вып. 2. III. С. 290-294.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
- Леонтьев О.К.* Типы и образование лагун на современных морских берегах. // Сб. XXI Межд. Геол. Конгр. Изд-во АН СССР, 1960. С. 188-196.
- Леонтьев И.О.* Динамика прибойной зоны. М.: Изд-во ИО АН СССР, 1989. 189 с.
- Айбулатов Н.А.* Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 274 с.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. Т. 1. М.: Мир, 1990. 370 с.
- Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н. и др.* О генезисе рельефа дна Северного Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 5. С. 80-89.
- Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1968. 252 с.
- Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. 2. Киев: Наукова Думка, 1984. 157 с.
- Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. 221 с.
- Clark J.A., Farrel W.E. et al.* Global changes in Post-glacial sea level: a numerical calculation // Quatern. res. 1978. V. 9. P. 265-287.
- Duffy W., Belknap D.F. et al.* Morphology and stratigraphy of small barrier-lagoon systems in Maine // Marine geol. 1989; V. 88. P. 243-262.
- Wilkinson B.H.* Late holocene history of the central Texas coast from Galveston Island to Pass Cavallo // Geol. Soc. Amer. bull. 1978. V. 89. P. 1592-1600.
- Bird E.C.* Coasts. Introduction to systematic geomorphology. V. 4. Canberra. 1976. P. 96-218.
- Winterhalter B.* The quaternary of the south-west region of the polish Baltic // Geol. Survey of Finland. Special paper 6. P. 31-37.
- Богачевич-Адамчак Б.* Позднеледниковая голоценовая диатомовая флора в донных отложениях Вислинского залива // Baltica. Вильнюс АН Лит. ССР. 1982. Вып. 7. С. 11-17.
- Кунскас Р.* По поводу развития залива Куршю-Марес, дельты Нямунас и прибрежных болот // История озер. Вильнюс. 1970. С. 393-414.
- Каплин П.А., Невесский Е.Н. и др.* Особенности строения и истории развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 1. С. 2-28.
- Rampino M.R., Sanders J.E.* Holocene transgressions in south-central Long Island 111. Sedim. petrol. 1980. V. 50. №4. P. 1063-1080.
- Sanders J., Komar N.* Evidence of shoreface retreat and in place "drowning"

during holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island // Geol. Soc. Amer. bull. 1975. V. 86. P. 65-76.

Kraft J.C. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier // AAPG bull. 1979. V. 63. Ms 12. P. 2145-2163.

Clennen C.E., Ammerman A.J. Framework stratigraphy for the lagoon of Venice, Italy: revealed in new seismic reflection profiles and cores // J. coastal res. 1997. V. 13. P. 745-759.

Kasiubovski L. Middle and late holocene transgressions of the Baltic sea in the central Polish coast // J. coastal res. 1992. V. 2. P. 301-311.

Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. 22

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕРЕСЫПЕЙ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ В УСЛОВИЯХ ПОВЫШЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Каплин П.А., Поротов А.В.

Введение

В последнее десятилетие большое внимание уделяется разработке прогнозных оценок эволюции береговой зоны в условиях ускорения темпов повышения уровня Мирового океана. Одно из направлений в разработке схем возможного переформирования берегов в будущем основано на привлечении данных по истории развития побережий в плейстоцене и голоцене и поиском палеогеографических аналогий [Каплин и др., 1992]. Реконструкция процессов эволюции берегов в ходе голоценовой трансгрессии может помочь в понимании тех изменений, которые происходят сейчас и будут происходить в недалеком будущем на побережьях. В связи с этим на данном этапе исследований одной из задач является создание палеогеографической основы для разработки схем возможного развития береговой зоны в условиях современного и прогнозируемого ускоренного подъема уровня Мирового океана.

Основные результаты исследований возможных переформирований берегов в условиях повышения уровня основаны на закономерностях развития песчаных берегов [Bruun, 1988; Каплин, 1973; Долотов, 1989]. Разработка моделей эволюции широко распространенных как в высоких широтах, так и на тектонически активных побережьях галечных и гравийно-галечных берегов привлекала гораздо меньшее внимание. Представленные широким набором морфогенетических типов, они характеризуются резко отличными от песчаных берегов морфоседиментационными признаками, оказывающими существенное влияние на протекающие на них морфодинамические процессы [Пешков, 1994; Carter, 1988; Orford et al., 1991]. С целью характеристики особенностей современного морфодинамического развития и разработки моделей эволюции галечных пересыпей в условиях подъема уровня, нами были обследован ряд участков аккумуля-

мулятивных берегов на побережье восточной Чукотки. В данной статье рассматриваются первые результаты проведенных исследований.

Основные особенности развития побережья Чукотки в голоцене

Современный облик побережья восточной Чукотки сложился в условиях послеледниковой ингрессии моря в устьевые части троговых долин и затопления эрозионно-тектонических понижений рельефа, что привело к формированию фиордовых и сложных бухтовых берегов [Ионин, 1959; Каплин, 1962]. Волновая переработка берегов последнего типа в условиях, когда уровень моря приблизился к его современному положению, привела к формированию различных по морфологии генезису пересыпей, отчленивших мелководные лагуны. В зависимости от сочетания локальных условий, в строении пересыпей преобладал материал либо абразионного происхождения, либо поступавший с прилежащих участков дна. Большинство современных пересыпей, прошедших сложную историю развития, по характеру слагающего их материала могут быть отнесены к полигенетическому типу. Они сформировались благодаря поступлению материала в результате абразии прилежащих коренных берегов и уступов позднеплейстоценовых террас, так и наносов со дна. На этапе замедления послеледникового повышения уровня моря, охватившего последние 5 тыс. лет, развитие побережья Чукотки протекало на фоне дифференцированных тектонических движений [Буданов, Ионин, 1956; Борисов, 1975]. Это предопределило пространственную изменчивость колебаний уровня моря и своеобразие развития рельефа прибрежной полосы в пределах различных в структурно-тектоническом отношении участков побережья.

Обобщение материалов по морфологическому строению комплекса береговых аккумулятивных форм, а также данных по радиоуглеродному датированию прибрежных отложений, свидетельствует о том, что уровень моря впервые достиг его современного положения около 5-6 тыс. лет назад. В последующий период береговые образования претерпели достаточно сложную эволюцию, сопровождавшуюся плановыми перестройками береговых форм, вплоть до смены морфогенетического типа берега, многочисленные примеры которых приводятся в ряде работ А.С. Ионина [Ионин, 1959, 1961, 1966]. Однако малочисленность существующих к настоящему времени радиоуглеродных датировок верхнеголоценовых прибрежных отложений затрудняют как реконструкцию изменения уровня, так и установление хронологических рубежей в развитии береговой полосы.

Особенности современной морфологии и динамики пересыпей

Материалы для сравнительного изучения эволюции галечных

пересыпей получены в результате обследования участка побережья от б. Преображенья на западе до Чаплинской косы на востоке (общая протяженность около 300 км - рис. 1). Большинство из обследованных аккумулятивных участков располагается в вершинах открытых заливов и бухт и характеризуется преимущественно нормальным к берегу направлением перераспределения наносов, т.е. в настоящее время они развиваются по типу пересыпей-баров. Продольное перемещение наносов в пределах замкнутых в литодинамическом отношении участков, возникающее в условиях умеренных волнений, определяет миграции наносов вдоль мористого края пересыпей, в то время как основные изменения рельефа пересыпей связаны с прохождением крупных штормов, во время которых доминируют поперечные миграции наносов.



Рис. 1 Схема расположения районов исследований

Бухты: 1 – Преображения, 2 – Нунлигран; 3 – Аччен; 4 – Имтук; 5 – Кивак; 6 – Чаплинская коса

Наиболее важной особенностью современного морфодинамического развития большинства из обследованных пересыпей является отступление береговой линии, связанное с воздействием сильных штормов, сопровождающихся нагонным повышением уровня моря, амплитуда которых составляет 3 - 5 м. Анализ временной структуры штормовой активности северной части Берингова моря за последнее столетие [Mason et al., 1996] позволил выявить существование 5-7 и 10-11-ти летней цикличности, хотя не исключено наложение штормов и более редкой повторяемости [Hume, Schalk, 1967; Fathauer, 1975], сопровождающихся

значительным размывом берегов (до 15-20 м).

Сравнительный анализ морфологии пересыпей и строения слагающих их наносов позволил выявить ряд морфоседиментационных типов, каждый из которых характеризуется своеобразием процессов динамики и миграции. В зависимости от состава слагающего их материала обследованные пересыпи могут быть подразделены на три типа: галечные, гравийно-галечные и песчано-галечные. Морфология последних, как правило, характеризуется развитием одного дюнного вала, насаженного на древний береговой вал и оказывающего существенное влияние на современные процессы динамики пересыпей.

Для первого типа размыв и смещение тел аккумулятивных форм происходят в результате волнового перехлеста гребня волно-

вым накатом, сопровождающегося массовым переносом галечных наносов с фронтальной в тыловую часть пересыпей. Одновременно происходит общее смещение аккумулятивных форм в сторону суши. При этом отмечается вторичное расчленение гребня за счет неравномерного распределения высот заплеска, приводящего к формированию регулярных понижений в высотах гребня пересыпи. С лагунной стороны к подобным ложбинам приурочены отчетливо выраженные конуса намыва, свидетельствующие об устойчивом перемещении материала со стороны пляжа в тыловые части на участках относительного понижения высот берегового вала.

Отличительной особенностью морфологии пересыпей этого типа является расчлененность пляжевой ступени крупными фестонами, сформированными над средним уровнем моря в период штормовых нагонов, а также существование серии ритмичных понижений гребня пересыпи, к которым с бережной стороны приурочены отчетливо выраженные конуса намыва. Обращает на себя относительное постоянство расстояния между соседними ложбинами, составляющего 30-40 м. Формирование подобного ритмичного мезорельфа пляжевой полосы галечных пересыпей может быть в общем случае связано с пространственной неоднородностью воздействия волнового наката, приводящей к фестончатому расчленению пляжа и регулярных ложбин промыва на поверхности пересыпей [Orford, Carter, 1984].

Гравийно-галечные пересыпи, в которых при общей схожести механизма смещения гребня берегового вала отмечается относительная замедленность этого процесса благодаря формированию песчано-гравийной бермы в основании пляжевой ступени. Подобная дифференциация пляжевых наносов приводит к усилению волногасящих свойств пляжа, существенно ослабляющих штормовое воздействие на поверхность вершины пересыпи. Типично отсутствие фестончатого расчленения пляжевой ступени, характерного для предыдущего типа. Морфология и состав наносов, слагающих вершинные части пересыпей, а также широкое развитие конусов перемива свидетельствует о более равномерном перехлесте гребней в периоды штормовых нагонов. Локальные различия связаны в большей степени с неравномерным волновым воздействием, обусловленным рефракцией волнения и изменениями вдоль контура берега относительных высот гребня пересыпи.

Песчано-галечные пересыпи, поверхность которых осложнена дюнными массивами, характеризуются существенно отличным механизмом размыва. Формирование подобного типа аккумулятивных образований приурочено к участкам берега, прилежащим к устьевым частям рек, поставляющим достаточное количество песчаного материала в береговую зону. В настоящее время дюнные массивы выступают как в роли барьеров для штормового заплеска, поскольку их высота (4.5-5 м над средним уровнем моря) превышает высоты регу-

лярного штормового наката, так и в качестве источника материала, поступающего в полосу пляжа в результате размыва мористого склона дюн. Это частично компенсирует существующий дефицит наносов в береговой зоне и способствует поддержанию относительно широкого песчано-галечного пляжа, ширина которого составляет 40-60 м. Относительно высокий волногасящий потенциал пляжа в условиях регулярных волнений способствует относительно замедленным темпам отступления пересыпи в целом и отсутствию безвозвратных потерь пляжевых наносов в ходе их массового перемещения в тыловые части пересыпей, характерных для двух рассмотренных ранее их типов.

Одно из направлений разработки прогнозных моделей пере-

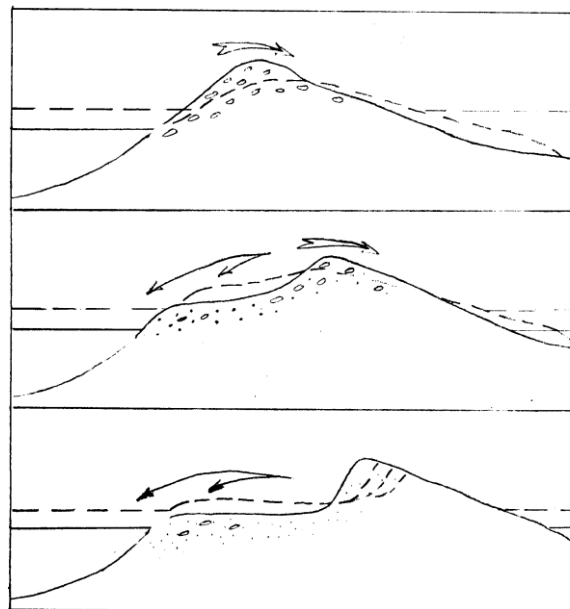


Рис. 2. Динамика профилей пересыпей восточной Чукотки в условиях повышения уровня моря. Типы пересыпей: 1 – галечные, 2 – гравийно – галечные, 3 – песчано – галечные; направления миграции пляжевых наносов: 4 – гальки, 5 – песка и гравия; профиль пересыпей: 6 – при современном положении уровня моря; 7 – при повышении уровня моря в будущем, положение уровня моря: 9 – современное, 10 – при повышении уровня на 1 м

сыпей в условиях ожидаемого ускоренного подъема уровня моря основывается на анализе направлений морфодинамического развития в современных условиях. Основная часть побережья восточной Чукотки характеризуется современным слабым повышением уровня моря, величины которого составляют около 1,5-2 мм/год [Борисов, 1975]. Сравнительный анализ морфоседиментационных характеристик описанных выше типов пересыпей позволил выявить особенности процессов их переформирования в современных условиях, которые можно рассматривать в качестве исходных при оценке направлений их изменений в будущем. Особенности развития профиля каждого из рассмотренных типов пересыпей показаны на рис.2.

Для развития профиля галечных пересыпей характерно в целом их общее смещение в сторону суши, при этом интенсивность его пространственно крайне неравномерна. Основные пути миграции наносов в тыловые части пересыпей приурочены к ложбинам промыва. Разделяющие их относительно более возвышенные участки пересыпей сравнительно более стабильны и подвержены перемиыву лишь при исключительно сильных штормах. В условиях дальнейшего подъема уровня можно ожидать прогрессивное снижение высот берегового вала на участках активного волнового перехлеста, вплоть до прорыва этих ослабленных звеньев и расчленения единого тела пересыпи на ряд островных форм.

Для гравийно-галечных пересыпей процесс их отступления характеризуется некоторыми отличиями. Более равномерное воздействие штормового наката способствует смещению в сторону суши всей формы в целом. При этом часть материала, преимущественно песчано-гравийного состава, отлагается в зоне пляжевой ступени, способствуя постепенному выколаживанию и расширению пляжа и усилению его волногасящих свойств. Это в свою очередь уменьшает волновое воздействие на привершинные участки аккумулятивных барьеров, замедляя процесс их отступления. При этом смещение пересыпей в сторону суши сопровождается как бы распластыванием всей формы в целом.

Развитие профиля гравийно-песчаных пересыпей по сравнению с охарактеризованными выше типами пересыпей характеризуется резко отличным механизмом, сравнительно хорошо описанным в литературе. Наличие дюнного барьера способствует как общей устойчивости пересыпи в целом, так и частичной компенсации потерь пляжевого материала в ходе выноса тонкозернистых осадков на прилежащий подводный склон. Устойчивость пересыпей этого типа в значительной степени зависит от относительной высоты и ширины защитного дюнного пояса, сохранность которого определяется и неволновыми процессами.

Отмеченные выше особенности развития профилей пересыпей в условиях повышения уровня не охватывают всего многообразия этих природных образований, а лишь подчеркивают некоторые

принципиальные особенности их динамики на примере типичных пересыпей баров, отличающихся составом слагающих их наносов. В реальных условиях полигенетические пересыпи характеризуются последовательной сменой характера отложений на различных участках - от галечных до песчано-галечных образований, демонстрируя высокую изменчивость своей динамики на сравнительно коротких расстояниях. Важно отметить, что описанные выше схемы переформирования профилей пересыпей в условиях подъема уровня существенно отличаются от схемы П. Брууна [Bruun, 1988] и нуждаются в дальнейших модельных разработках.

Некоторые черты динамики пересыпей за последнее столетие

Полученные в последние десятилетия исторические и археологические материалы по одному из районов расселения азиатских эскимосов - Чаплинской косе позволяют оценить направленность и относительную интенсивность береговых процессов за последнее столетие. Чаплинская коса, расположенная между устьем р. Ульхум и м. Мартенса, представляет собой одно из крупнейших образований восточной Чукотки. Ее северная ветвь сложена преимущественно гравийно-галечным материалом, формирующим серию береговых валов, кулисообразно протягивающихся в юго-восточном направлении на расстояние до 15 км. Южная ветвь протяженностью около 8 км слагается преимущественно гравийно-песчаным материалом, замещаемым в приурезовой полосе галечным. В генетическом отношении южная ветвь представляет собой береговой бар, устойчиво смещающийся в сторону суши и причленившийся на ранних этапах своего развития к останцу моренной гряды, отчетливо выраженному в рельефе прилежащего дна в виде цепочки поднятий, очерчиваемых изобатами 15-20 м. Формирование северной ветви связано с аккумуляцией материала, поступавшего от абразии края предгорной равнины, образованной позднеплейстоценовыми террасами. В результате устойчивого перемещения материала к юго-востоку, сформировалась широкая аккумулятивная терраса, которая на одном из этапов своего развития причленилась к останцу коренной суши. Этапы морфологической эволюции Чаплинского аккумулятивного выступа в ходе голоценовой трансгрессии подробно рассматриваются А.С. Иониным [Ионин, 1961].

Об изменениях ландшафтно-геоморфологического облика Чаплинской косы позволяют судить историко-этнографические и археологические исследования этого, некогда одного из густозаселенных участков побережья, на котором находилось 5-7 поселков с общим населением до 500 человек [Арутюнов и др., 1982]. Ширина южной ветви косы на протяжении последнего столетия устойчиво сокращалась под воздействием регулярно повторяющихся штормовых перехлестов, в результате которых ее общая ширина с начала

века уменьшилась на 150-120 м и в настоящее время не превышает 100 м. Еще в 30-40-е годы ее поверхность была покрыта устойчивой травянистой растительностью и являлась пастбищем диких оленей [Бабаев, 1982]. Кроме этого на ее поверхности была проложена взлетно-посадочная полоса, использовавшаяся американской торговой компанией. В настоящее время поверхность южной ветви практически полностью лишена растительного покрова и почти на всем своем протяжении несет следы частого волнового воздействия.

Существенные изменения берегового рельефа с конца прошлого столетия отмечаются для оконечности Чаплинского выступа. Во второй половине XIX в. оконечность м. Чаплина, на которой располагался существовавший с XVII в. наиболее крупный поселок района - Унгазик, была на несколько сотен метров шире и длиннее, чем в середине XX в. По сохранившимся свидетельствам, вблизи оконечности мыса в полумиле от жилищ поселка располагался могильник [Bogoraz, 1907; Sellidger, 1983].

Начало XX в. отмечено серией крупных штормов, сопровождавшихся нагонами и затоплением обширных поверхностей Чаплинского выступа, которые привели к активным размывам берега и изменению его конфигурации. В частности, особенно интенсивному размыву подверглась южная ветвь оконечности мыса, в результате чего была уничтожена часть поселка, население которого временно переселилось в расположенный на северной косе соседний поселок. Северная ветвь Чаплинского выступа, исходя из современного строения пляжевой полосы, подвержена размыву в значительно меньшей степени. Этому, по-видимому, частично способствует продолжающееся поступление материала в результате абразии расположенных севернее коренных уступов массива Мартенса. О слабом протекании размыва берега свидетельствует постепенное исчезновение расположенных на берегу остатков яранг чукч-оленьеводов и китовых голов - створных знаков вблизи прилежащих поселков [Бабаев, 1982].

Повышенная штормовая активность в конце прошлого и начале этого века подтверждается и историческими материалами по району г. Ном (южное побережье п-ва Сьюард) [Mason et al., 1996]. Согласно газетной хронике, наиболее катастрофические шторма отмечались в 1898-1900, 1909-13 гг. Последний интервал отмечен прохождением серии штормов исключительной силы, сопровождавшихся катастрофическими подъемами уровня, амплитуда которых в некоторых случаях достигала 5-7 м. Это приводило к затоплению поверхности береговых аккумулятивных форм и их катастрофическому размыву [Sellidger, 1983]. Следующий период с повышенной штормовой активностью для северной части Берингова моря отмечался в 1936-46 гг. Относительный рост повторяемости штормов характерен с начала 60 -х годов, когда появились новые свидетельства заметной интенсификации размыва берега в районах многих поселков западного побережья Берингова моря.

Особенности эволюции пересыпей в позднем голоцене

Возраст формирования комплекса береговых аккумулятивных форм и изменение относительного уровня моря в голоцене для побережья восточной Чукотки остаются до настоящего времени слабо изученными. Относительно немногочисленные датировки лагунных отложений в районах Эквенской лагуны [Динисамн и др., 1996], в заливах Креста [Иванов, 1986] и Анадырском [Новейшие отложения..., 1980] свидетельствуют о том, что уровень моря приблизился к его современному положению около 5-6 тыс. л. н.

Согласно существующим данным [Новейшие отложения..., 1980; Свиточ, Талденкова, 1997] высота раннеголоценовых аккумулятивных образований составляет 5-7 м и лишь на отдельных явно воздымающихся участках достигает 10 м. Время формирования большинства поднятых голоценовых береговых комплексов берингоморского побережья Чукотки датируется от 8,1-7,6 до 5,9 тыс. л. н. Эти комплексы представлены небольшими примкнувшими террасами, сложенными супесчаным и песчаным материалом, а также косами, пересыпями, береговыми барами. Столь высокий разброс их гипсометрического положения и возрастных оценок скорее всего обусловлен активным тектоническим воздыманием отдельных блоков побережья.

Анализ особенностей геоморфологического строения комплекса позднеголоценовых прибрежных образований и существующих данных радиоуглеродного определения возраста слагающих их отложений позволил выделить по крайней мере три фазы активизации береговых процессов и формирования самостоятельных генераций береговых валов [Каплин, Поротов, 1999]. Исключительно высокая штормовая активность побережья определила значительную абразионно-аккумулятивную переработку береговой полосы, в результате которой многие древние бары оказались размытыми, а коррелятные им лагунные отложения обнажаются в береговых уступах [Динисман и др., 1996; Иванов, 1986].

На побережье Анадырского лимана наряду с древнебереговыми образованиями, приуроченными к высотам 5-7 м над современным у. м., располагаются древние пересыпи на абс. высотах 3-4 м, возраст которых датируется как 3,5-4 тыс. л. н., а на высоте 2,5-3 м - около 1 тыс. л. [Свиточ, Талденкова, 1997; Каплин, Поротов, 1999]. Можно предполагать, что они формировались во время двух малоамплитудных трансгрессивных фаз позднего голоцена, следовавших за максимумом голоценовой трансгрессии. Косвенным подтверждением разновозрастности голоценовых аккумулятивных форм побережья может служить наличие на них трех групп древних поселений, возраст которых около 3,5; 2,6-1,4 и менее 0,6 тыс. л. н. соответственно [Орехов, 1987]. Таким образом, аккумулятивные формы заселялись примерно через 0,5-1,5 тыс. л. после их образования, когда происходило небольшое понижение относительного уровня моря, и данная форма становилась пригодной для освоения. Однако многие из этих форм активно перерабатываются при современных

экстремальных штормах и маловероятно, что уровень моря в позднем голоцене существенно превышал современный.

Влияние особенностей режима неотектонических движений на эволюцию береговых форм восточной Чукотки в позднем голоцене можно оценить на основе сопоставления их развития с эволюцией тектонически более стабильного побережья западной Аляски. Результаты исследований комплексов береговых валов м. Крузенштерна, м. Хоуп, а также серии барьерных форм на северо-западном побережье п-ова Сьюард [Mason et al., 1995; 1997], свидетельствуют о том, что уровень моря 4,5-5 тыс. л. находился на отметках 2-3 м ниже его современного положения и достиг его между 3,0 и 2,0 тыс. л.н. [Mason et al., 1995]. С тех пор его относительные изменения не превышали +/- 0,5 м.

Формирование крупных береговых аккумулятивных террас представляет собой последовательность продолжительных этапов нарастания берега, разделенных периодами активизации его размыва. Абразионные фазы в развитии берегов, отмечаемые во временных интервалах 3300-3000 и 1200-900 л. н., связываются с периодами изменений направлений преобладающих волнений и возрастанием их повторяемости, что предопределяло развитие условий размыва береговых форм. Соответственно, периоды наиболее активного формирования комплекса барьерных форм существовали 4,0-3,3 и 1,8-1,2 тыс. л. н. Существенная активизация размыва берегов западной Аляски отмечается и в последние 400 лет [Mason et al., 1995]. Следует отметить, что и на западном побережье Берингова моря широко распространены следы размыва береговых форм в этот период, сопровождавшиеся активным смещением тел береговых валов в сторону суши.

Заключение

1. Полученные результаты позволили в первом приближении подразделить комплекс обследованных пересыпей по особенностям их морфодинамического развития в условиях современного замедленного повышения уровня моря. Сравнительные данные по морфологии пересыпей показывают, что в периоды штормовых нагонов происходит активное расчленение их гребней ложбинами промыва, сопровождающееся перемещением значительных масс наносов в сторону лагуны, возрастанием общего дефицита наносов в полосе пляжа и соответственно смещением форм в сторону суши. В зависимости от крупности слагающих пересыпи наносов и особенностей морфологии их поверхностей, выделяются два типа расчленения: регулярное (периодическое), связанное с механизмом влияния краевых волн на распределение высот волнового наката вдоль берега; и нерегулярное (или случайное), связанное с волновым прорывом донного пояса в местах интенсивной эоловой дефляции или его антропогенного разрушения.

2. Анализ направлений морфодинамического развития в условиях современного слабого повышения уровня моря показывает, что основным процессом развития пересыпей является волновой перенос материала через их гребни в тыловые части в периоды интенсивных штормовых нагонов. Галечные пересыпи при этом демонстрируют тенденцию к расчленению на отдельные звенья, а гравийно-галечные смещаются по типу "перекатывания" более равномерно. Оба типа миграции пересыпей существенно отличаются от модели Бруна и в настоящее время не поддаются количественной оценке. Данные, характеризующие динамику галечных пересыпей за последние десятилетия, подтверждают существование корреляционных связей между величинами отступления береговой линии и осредненными за пятилетние интервалы темпами повышения уровня моря [Orford et al., 1995].

3. Историко-археологические материалы свидетельствуют о существенных колебаниях штормовой активности в северной половине Берингова моря за последнее столетие. Анализ ее временной изменчивости позволил выявить существование 3-5, 7 и 11 летних циклов. Однако существуют свидетельства прохождения штормов и более редкой повторяемости, определявших катастрофические размыты берега и необратимые изменения его конфигурации.

4. Сравнительно немногочисленные данные радиоуглеродного датирования прибрежно-морских отложений позволяют считать, что уровень Берингова моря на побережье восточной Чукотки приблизился к его современному положению около 2-3 т. л. К этому периоду относится зарождение наиболее древних генераций береговых форм в пределах современной прибрежной полосы. Современный этап морфодинамического развития береговых аккумулятивных форм охватывает последнее тысячелетие, к началу которого приурочен период повышенной штормовой активностью и, возможно, незначительного повышения уровня моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О. Изменения береговой зоны при быстром подъеме уровня Мирового океана в результате парникового эффекта // Геоморфология. 1992. № 2. С. 3-14.
2. Bruun P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: A discussion on two- and three-dimensional usages // J. Coast. Res. 1988. V.4. № 4. P.627-648.
3. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
4. Долотов Ю.С. О возможных типах эволюции побережий в связи с ожидаемым повышением уровня Мирового океана вследствие "парникового эффекта" // Проблемы развития морских берегов (Отв. ред. Н.А. Айбулатов). М.: ИО АН СССР, 1989. С. 91-96.
5. Пешков В.М. Галечные пляжи неприливных морей. Автореф. дисс. ... д.г.н. М.: Геогр. ф-т МГУ. 1994. 62 с.
6. Carter R.W.G. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastline. L.: Academic Press, 1988. 617 p.
7. Orford J.D., Carter R.W.G., Jennings S.C. Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for quaternary sea level interpretation //Quatern.

International. 1991. V.9. P.87-104.

8. Ионин А.С. Берега Берингова моря. М.: Наука, 1959. 358 с.
9. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Издательство АН СССР, 1962. 188с.
10. Ионин А.С. Отмирающие береговые аккумулятивные формы Берингова моря //Тр. Океаногр. комисс. Т.8. 1961. С. 85-97.
11. Буданов В.И., Ионин А.С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря // Тр. Океаногр. комисс.Т.1. 1956. с.40-51.
12. Борисов Л.А. Изменения среднего уровня Восточно-Сибирского, Чукотского и Берингова морей // Океанология, 1975. Т. XV. Вып. 6. С.1090-1095.
13. Ионин А.С. Развитие некоторых типов береговых аккумулятивных форм //В сб. "Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны", М.: Наука, 1966. С.194-206.
14. Mason O.K., Salmon D.K., Ludvig S.L. The peiodicity of storm surges in the Bering sea from 1898 to 1993, based on newspapers accounts // Climatic Change. 1996. V.34. P. 109-123.
15. Hume J.D., Schalk M. Shoreline Processes near Borrow, Alaska: A Comparison of the Normal and the Catastrophic // Arctic. 1967. V.20. P. 86-103.
16. Fathauer T.F. The great Bering Sea Storms of 9-12 November 1974 //Weatherwise. 1975. V.28. P.76-83.
17. Orford J.D., Carter R.W.G. Mechanism for account for the longshore spacing of overwash throats on a coarse clastic barrier in southeast Ireland // Marine Geology. 1984. V.56. P. 207-226.
18. Арутюнов С.А., Крупник И.И., Членов М.А. "Китовая аллея": Древности островов пролива Сенявина. М.: Наука, 1982. 69-70 с.
19. Бабаев Ю.М. Современные относительные вертикальные движения Юго-восточного побережья Чукотского полуострова //Вопросы Географии. Вып. 119 "Морские Берега". М.: "Мысль", 1982. С. 140-142.
20. Крупник И.И. Древние и традиционные поселения эскимосов на юго-востоке Чукотского полуострова // На стыке Чукотки и Аляски. М. Наука, 1983. С. 65-95.
21. Bogoraz W. The Chukchee. Leiden- N.Y. 1907. Pt. 3. 513 p.
22. Sellindger A.H., Mesurements of debris line elevations and beach profiles following a magor storm: Northern Bering sea coast of Alaska // US Geol. Survey Open File Report. 1983. 394 p.
23. Динесман Л.Г., Киселева Н.К., Савиницкий А.Б., Хасанов Б.Ф. Вековая динамика прибрежных экосистем северо-востока Чукотки. М.:Аргус, 1996..
24. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 138с.
25. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 236 с.
26. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е. Осадкообразование в голоцене на побережье Дальнего востока //Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С.74.
27. Каплин П.А., Поротов А.В. О возрасте и условиях формирования береговых образований западного сектора Берингова моря (по материалам геохронологических и археологических исследований) //Вестн. МГУ. Сер. Географ. 1999. 3. сс. 46-51.
28. Орехов А.А. Древняя культура северо-западного Берингоморя. М.: Наука, 1987. 176 С.
29. Mason O.K., Jordan J.W., Plug L. Late Holocene Storm and Sea-Level History in the Chukchi Sea // Journ. Coast. Research. 1995. Sp. Iss. № 17. Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and Sedimentation. P. 173-180.
30. Mason O.K., Hopkins D.M., Plug L. Chronology and paleoclimate of storm-induced erosion and episodic dune growth across cape Espenberg spit //Journ.Coast.Research. 1997.V.13. №3. P. 798-812.
31. Orford J.D., Carter R.W.G., Jennigs S.C., Hinton A.C. Processes and timescales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea-level rise: Story Head barrier, Nova Scotia //Earth surface processes and landforms. 1995. V.20. № 1. P.21-37

III. Проблемы формирования и корреляции морских террас

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОРСКИХ ТЕРРАС

Ионин А.С., Каплин П.А.

Во время экспедиционных работ на побережьях Черного моря, Чукотки, Корякского нагорья, Восточной Камчатки и Новой Земли мы встречали различные типы морских четвертичных террас. Отмечая положение древних береговых линий, эти террасы считаются одним из наиболее надежных признаков вертикальных движений суши или колебаний уровня моря эвстатического характера. Однако попытки объяснить их происхождение в связи с общим развитием того или иного участка побережья в четвертичное время очень часто оказывались весьма затруднительными. Несмотря на обширную литературу о морских террасах, механизм их образования далеко не выяснен. Даже необходимость разделения морских террас на абразионные и аккумулятивные, вследствие различного механизма их образования, до сих пор игнорируется многими исследователями. А между тем, некоторые палеогеографические построения, в том числе реконструкция древних береговых линий, невозможны без познания особенностей процесса формирования абразионных и аккумулятивных морских террас, поднятых в настоящее время на ту или иную высоту над уровнем моря.

Морские абразионные террасы распространены на берегах, длительное время подвергавшихся разрушительному действию моря в условиях относительного поднятия суши. Поверхности этих террас, выработанные волнами моря в коренных породах, зачастую лишены покрова рыхлых четвертичных отложений морского происхождения. Иногда на берегах поднятия серии абразионных поверхностей, отделяясь друг от друга древними абразионными уступами большей или меньшей высоты, располагаются ступенями.

Поднятые абразионные террасы, в частности, широко распространены на берегах Берингова моря и Новой Земли, причем особенно хорошо они выражены на Новой Земле*.

На северо-западе Новой Земли береговые горные хребты в большинстве случаев окаймлены широкой полосой низменной при-

* Относительное поднятие суши на Новой Земле отмечали Горбачев [1934], Ермолаев [1934], Гронли [Grönlie, 1924].

брежной равнины, подобной той, которая у скандинавских исследователей получила название «стрэндфлета». В пределах прибрежной равнины, несмотря на отсутствие рыхлой толщи морского происхождения, отмечаются следы четвертичной трансгрессии моря. В элювиальном покрове равнины, представленном главным образом обломками известняков и сланцев, встречаются отдельные экземпляры окатанной гальки и морские раковины (*Myat truncata* Lin., *Saxicava pholodii* Lin., *Saxicava arctica* Lin.). Поверхность прибрежной равнины полого поднимается от берега моря к подошве горных склонов, где ее высота достигает 80—90 м над уровнем моря. В среднем уклоны ее поверхности колеблются в пределах 0,025—0,060. Горная часть побережья, как правило, отделена от прибрежной равнины резким, обнаженным, почти отвесным уступом высотой в 200—250 м. Плоскость уступа как бы отсекает обращенные к морю склоны горных массивов, благодаря чему прибрежные хребты имеют асимметричный профиль: в сторону суши горы спускаются весьма полого, в сторону моря — очень круто.

Имеются все основания предполагать, что поверхность прибрежной равнины и уступ, отделяющий ее от склонов гор, выработаны волнами моря. Таким образом, прибрежная равнина северо-западного побережья Новой Земли является типичной абразионной террасой. Необходимо отметить, что в ее пределах отсутствуют не только рыхлые отложения морского происхождения, но и продукты ледниковой аккумуляции. Нет здесь и характерной ступенчатости, обусловленной наличием нескольких древних абразионных уступов. По-видимому, образование террасы было связано с послеледниковой трансгрессией моря и происходило на фоне длительного поднятия суши.

В западной и восточной частях пролива Маточкин Шар, а также к югу от него, на западном побережье Новой Земли четко прослеживаются обычно сравнительно неширокие (50—100 м) поднятые абразионные террасы, опускающиеся ступенями к берегу моря. По данным барометрического нивелирования в указанном районе средние высоты несомненно морских террас следующие: I. 160—170 м; II. 145 м; III. 115—120 м; IV. 100 м; V. 50—60 м; VI. 20—25 м; VII. 8—10 м.

Выделение большего числа абразионных террас, к тому же с точностью до десятых метра [Горбацкий, 1934], часто не оправдано. Вполне вероятно, что выделяемые поверхности абразионных террас представляют в действительности нагорные (солифлюкционные) террасы, встречающиеся в обследованных нами районах, но прослеживающиеся, как правило, на очень незначительных протяжениях прибрежных горных склонов.

На открытых участках побережья Новой Земли в настоящее время волнами моря вырабатывается широкая полоса современной подводной абразионной террасы со средними уклонами в 0,033—

0,057. Местами она имеет грядово-останцовый рельеф [Лонгинов, 1951]. Сохранность гряд и абразионных останцов-кекуров обусловлена теми же литологическими особенностями строения побережья, которые проявились и в рельефе прибрежной низменности: холмы и гряды, пересекающие поверхность низменности, и останцы в прибрежной зоне обычно сложены устойчивыми по отношению к абразии кварцитовидными песчаниками, тогда как среди гальки, выбрасываемой со дна, преобладают сланцы.

Процесс выработки подводной абразионной террасы происходит на фоне продолжающегося относительного поднятия суши, скорость которого М.М. Ермолаевым [1929] установлена равной примерно 0,7 м в столетие. Современное поднятие подтверждается морфологическими признаками, а также проведенными нами нивелировками поверхностей современных морских аккумулятивных форм. Можно ожидать, что если относительное поднятие суши будет продолжаться, тыльная часть подводной абразионной террасы со временем выйдет из-под уровня моря (местами отдельные ее участки уже вышли или выходят на поверхность). На западном побережье мы встречали так называемые «поднятые бенчи», т. е. лишенные наносов скальные участки морского дна, узкой полосой окаймляющие подножия отвесных абразионных уступов (рис. 1). В сторону моря «поднятые бенчи» иногда обрываются отвесными уступами высотой в 1—2 м и, таким образом, по сути дела являются молодыми надводными абразионными террасами.



Рис. 1. «Поднятый бенч» (Новая Земля)

В зависимости от различных геологических и гидродинамических условий подводная абразионная терраса, окаймляющая западные берега Новой Земли, имеет различную ширину и располагается на разной глубине. Чаще всего перегиб

склона (бровка) почти совпадает с изобатой в 5 м (рис. 2 а и б), в других случаях глубина на ее внешнем крае достигает 10 и более метров (рис. 2 в). Ширина террасы колеблется от нескольких десятков метров до одного километра.

Процесс формирования морских абразионных террас в общих чертах разобран В.П. Зенковичем [1949]. Справедливо отвергая многократные колебания уровня моря, как обязательный фактор образования этих террас, он считает наиболее общей причиной их формирования прерывистое поднятие суши. По его мнению, в условиях равномерного поднятия суши абразионные террасы не образуются. Исключение составляют случаи формирования террас в особых физико-географических условиях: временное блокирование берега островом или мелью, пульсирующее поступление наносов в береговую зону, изменение уклонов поверхности подводного берегового склона и т. п.

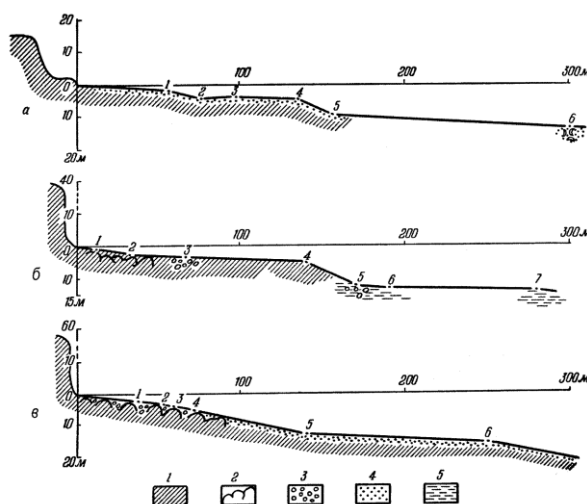


Рис. 2. Строение современных подводных абразионных террас на участках западного побережья Новой Земли:

1 — коренные породы, 2 — глыбовые навалы, 3 — галечно-гравийные осадки, 4 — песчаные осадки, 5 — илистые осадки

Однако, собранный нами материал по строению четвертичных морских террас и наблюдения над выработкой современных абразионных террас на берегах морей Советского Союза, позволяют предполагать, что поднятые над уровнем моря абразионные террасы, а также серии их, могут формироваться не только при колебательных или прерывистых относительных изменениях уровня моря, но и в результате равномерного относительного поднятия суши. Возможно, подобная схема является наиболее общей. Что касается прерывистого поднятия суши и других причин, упомянутых В.П. Зен-

ковичем, то они, несомненно, также способствуют образованию террас подобного рода.

Процесс формирования абразионных террас в условиях равномерного поднятия суши представляется нам в следующем виде. При каком-то исходном положении уровня в зону действия прибрежных волн попадает береговой откос с равномерным, достаточно крутым уклоном (рис. 3 а). Последнее является одним из главных условий развития берега по абразионному пути [Зенкович, 1946].

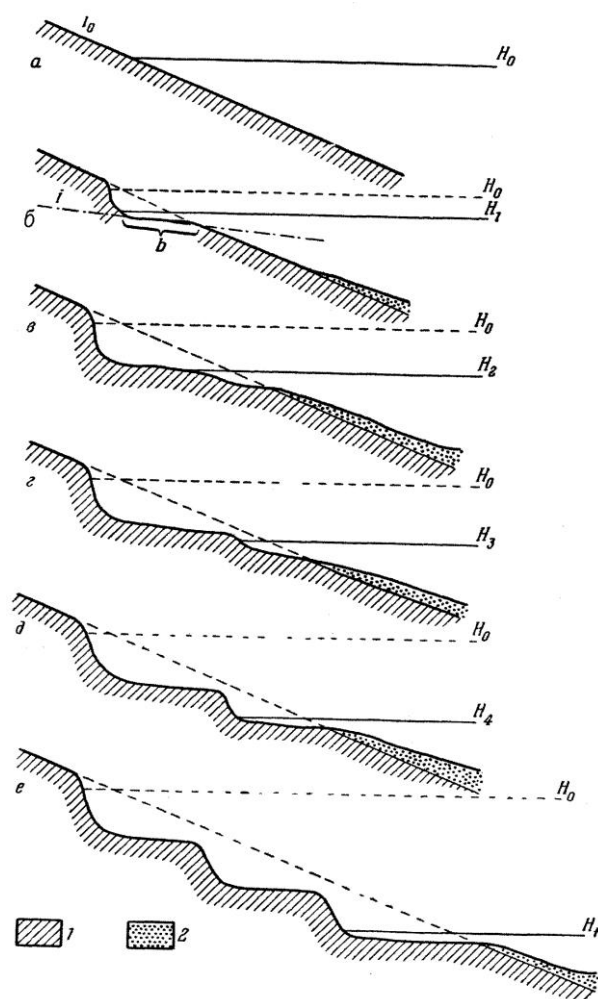


Рис. 3. Принципиальная схема формирования морских абразионных террас в условиях равномерного относительного поднятия побережья:

1 — коренные породы,
2 — аккумулятивная толща

В этом случае энергия волн в значительной своей части будет достигать уреза без потерь, неизбежных при деформации волн на мелководье, и энергетическое воздействие моря на берег будет достаточно большим. Вместе с тем, подводный береговой склон не должен быть очень крутым, так как в подобных условиях поступающий обломочный материал будет сваливаться к основанию склона, а сами волны — испытывать отражение. Уже при крутизне откоса в 15° амплитуда отраженной волны составляет 10—20% от амплитуды подходящей волны, что, естественно, вызывает значительное ее ослабление [Дмитриев, Бончковская, Левченко, 1955]. Эти факторы, уменьшая интенсивность волнового воздействия на береговой откос, замедляют темп абразии и затрудняют переработку подводного склона. Таким образом, наиболее благоприятными условиями развития берега по абразионному пути являются условия, когда i_0 — первоначальный уклон берегового откоса (выраженный через тангенс угла наклона поверхности откоса к горизонту) больше $i_{\min}$ (уклона, при котором энергия подходящих волн недостаточна для абразии) и меньше $i_{\max}$ (уклона, при котором весь обломочный материал уходит на глубину), т. е. $i_{\min} < i_0 < i_{\max}$.

При этих условиях на первоначальном береговом откосе возникает абразионный уступ (клиф), который продолжает подвергаться разрушению прибоем и отступает вглубь суши. Одновременно изменится уклон дна в прибрежной зоне моря. Он станет равным величине i , причем i будет естественно меньше i_0 (рис. 3 б). Когда же темп поднятия исчисляется долями метра в столетие, основную роль в формировании берега и его подводного склона играют волновые процессы.

Очевидно, что в этом случае $V_H < V_p$, где V_H — скорость относительного поднятия суши, которая определяется уменьшением глубины данного места (H) за постоянный отрезок времени t , т. е.

$$V_H = \frac{H}{t}, \quad (1)$$

V_p — скорость размыва берегового откоса, которую можно рассматривать как величину, прямо пропорциональную энергетическому воздействию моря ($\mathcal{E}$) и обратно пропорциональную устойчивости пород к размыву η и ширине подводной абразионной террасы (b), подверженной волновому воздействию в данный момент времени. Иными словами,

$$V_p \equiv \kappa \frac{\mathcal{E}}{\eta \cdot b} \quad (2)$$

где κ — некоторый коэффициент пропорциональности, который может быть назван «Коэффициентом абразии».

Таким образом, из условия $V_H < V_p$ вытекает, что:

$$\frac{H}{t} < \kappa \frac{\varepsilon}{\eta \cdot b} \quad (3)$$

Волны при равномерном относительном поднятии суши постоянно приспособливают подводный береговой склон к меняющимся условиям. Перестраивая его профиль, они все более и более расширяют и выполаживают абразионную площадку. Береговой уступ отступает все дальше в сторону суши, и его абсолютная высота увеличивается. Естественно, что и береговая линия при этом также испытывает смещение в сторону суши. Некоторое время равномерное относительное поднятие суши, процесс выработки и расширения абразионной террасы на дне и отступление берегового уступа идут одновременно. Однако по мере расширения и выполаживания поверхности абразионной террасы перестройка подводного склона замедлится. Это связано с тем, что энергия волн, разрушающих берег, распределяется на большей площади поверхности террасы. Темп отступления и разрушения абразионного уступа также уменьшится, несмотря на постоянную скорость поднятия.

С выработкой достаточно широкой подводной абразионной террасы, на поверхности которой будет гаситься большая часть энергии волн, скорость смещения линии уреза (V_c) в сторону суши теоретически может стать равной нулю. Так как поднятие продолжается, то линия уреза начинает смещаться в сторону моря. Постепенно из-под уреза воды начнут выходить тыльные, примыкающие к основанию отмирающего абразионного уступа, участки подводной абразионной террасы (рис. 3 в).

Если в начальный момент (t_0) скорость смещения линии уреза определялась уравнением $V_c = \frac{V_H}{i_0}$, то в любой другой момент времени (t_i) при новом уклоне (i), она выразится соотношением:

$$V_c = \frac{V_H}{i} = \frac{V_H}{i_0 - \frac{di}{dt}(t_i - t_0)}$$

где $\frac{di}{dt}$ — скорость уменьшения уклона. Обозначив $t_i - t_0 = t$, получим зависимость:

$$V_c = \frac{V_H}{i_0 - \frac{di}{dt} \cdot t} \quad (4)$$

Так как смещение линии уреза в сторону моря начнется лишь

после выработки достаточно широкой абразионной террасы и замедления процесса размыва берегового уступа и абразии на дне, то величина i , равная $i_0 - \frac{di}{dt} \cdot t$, т. е. тому критическому уклону, при котором начнется смещение линии уреза в сторону моря, должна резко отличаться от величины «первичного» уклона берегового откоса (i_0).

Поверхность подводной абразионной террасы и в условиях стабильного берега обычно имеет весьма малые уклоны. В.В. Лонгиновым дана следующая зависимость:

$$i \equiv \frac{H+C}{L_{\infty}}.$$

Здесь L_{∞} — длина волны в открытом море, C — коэффициент, определяемый параметрами волны, характером дна и принятой минимальной величиной волновых скоростей, после достижения которой порода начинает разрушаться, H — глубины в данной точке склона [Зенкович, 1946]. В условиях относительного поднятия суши при выработке абразионной террасы величина i все более и более уменьшается, так как изменяются глубины (H) и коэффициент C , тесно связанный с параметрами волн, которые разбиваются на поверхности террасы, в то время как длина волн открытого моря (L_{∞}) остается теоретически постоянной.

При малых углах наклона поверхности подводной абразионной террасы и даже небольшой скорости относительного поднятия суши скорость смещения уреза в сторону моря (V_c), как это следует из уравнения 4, может оказаться достаточно большой. Это вызовет осушение значительных пространств поверхности абразионной террасы за очень короткий промежуток времени (рис. 3 з). Быстрый выход тыловой части террасы из-под уровня моря возможен только в том случае, когда скорость смещения линии уреза в сторону моря превысит скорость абразионного процесса и волны «отступающего» моря не успеют разрушить террасу и полностью изменить ее уклоны.

Это условие ($V_c > V_p$) вытекает из самого развития абразионного процесса, так как при значительной ширине подводной абразионной террасы (b) скорость размыва замедляется, а скорость смещения линии уреза в результате уменьшения уклонов возрастает. Таким образом, при достаточно большой ширине террасы и $i_0 > i$, V_c будет больше V_p , или, подставив значения в последнее неравенство,

следует:

$$\frac{V_H}{i_0 \frac{dt}{dt} \cdot t} > \kappa \frac{\exists}{\eta \cdot b} \quad (5)$$

Это несоответствие между скоростью размыва берегового откоса и скоростью смещения линии уреза (что зависит от темпа поднятия) является основным условием выхода участка подводной абразионной террасы из под уровня моря.

В результате постепенного выхода участка абразионной террасы на поверхность в зону наиболее интенсивного действия прибрежных волн попадает частично затронутый абразией перегиб подводного склона и сам склон, лишь слегка прикрытый рыхлым материалом и сохранивший уклон, близкий к «первичному» (i_0). Как из-

вестно, основная масса обломочного материала при достаточно приглубом склоне обычно аккумулируется в его нижней части, а на перегибе склона или на поверхности абразионной террасы его мощность невелика (рис. 3 з).

В связи с резким сокращением ширины зоны абразионного воздействия волн на склон скорость размыва его (см. уравнение 2) возрастет, но в то же время скорость смещения линии уреза в сторону суши станет значительно меньшей (см. уравнение 4), так как уклон берегового откоса вновь станет близким по своему значению к «первичному» уклону. После размыва наносов в верхней части подводного склона снова начнется формирование подводной абразионной террасы и берегового уступа при новом положении уровня в той же последовательности, что была рассмотрена выше (рис. 3 д).

Таким образом, в условиях длительного равномерного относительного поднятия суши, при соответствующем первоначальном уклоне берегового откоса на побережье должна образоваться серия морских абразионных террас (рис. 3 е). Если формирование новых ступеней террас происходит при тех же уклонах берегового откоса, той же энергетической равнодействующей волнения и тех же геологических условиях, то все поднятые террасы будут одинаковы по ширине и высоте. В случае же изменения хотя бы одной из этих величин террасы изменят свою высоту или ширину, что чаще всего и встречается в природных условиях. Необходимо также учитывать, что ширина вышедшей на поверхность террасы может сильно измениться в результате последующей абразионной деятельности волн при относительно более низком положении уровня. Иногда такая поднятая терраса может быть даже нацело срезана морем, и мы, к примеру, отмечая наличие на соседних участках побережья абразионных террас с высотными отметками 10, 20 и 30 м, на данном участке видим только 10-ти и 30-ти метровые или 20-ти и 30-ти метровые абразионные террасы. Разумеется, что как ширина поднятых абразионных террас, так и наклон их поверхностей могут быть в

дальнейшем сильно изменены проявлениями субаэральных процессов.

При очень устойчивых породах подводного берегового склона и большой скорости относительного поднятия суши террас не образуется, так как не будет выполнено одно из основных условий формирования подводной абразионной террасы — $V_H < V_p$ (см. нера-

венство 3). Напротив, при медленном поднятии и легко размываемых породах будут образовываться достаточно широкие террасы. Еще более благоприятным обстоятельством для формирования широких абразионных террас является временная остановка относительного поднятия. В период замедления относительного поднятия суши или ее временной стабильности волны успевают выработать перед фронтом отступающего берега широкую полосу подводной абразионной террасы. Видимо, наиболее широкие абразионные террасы («стрэндфлет»), встречающиеся на берегах морей в виде прибрежных равнин, образуются либо в результате временных перерывов в относительном поднятии суши, либо в периоды замедления темпа поднятия. Террасы средней ширины и высоты могут, как показано выше, формироваться при равномерном относительном поднятии суши.

Легко убедиться, что ширина, и, следовательно, время выхода из-под уровня моря подводной абразионной террасы, в большой степени зависят от «первичного» уклона поверхности погруженного блока суши и энергетического воздействия моря на данном участке берега. Естественно, что в условиях расчлененного берега эти два фактора, так же как геологическое строение берега, варьируют в самых широких пределах. Поэтому при равномерном относительном поднятии побережья подводные абразионные террасы соседних участков за частую различающихся уклонами, величиной энергетического воздействия волн или геологическим строением, могут формироваться в различные промежутки времени. Именно это обстоятельство, по-видимому, должно служить причиной неодинаковой высоты близлежащих отрезков поднятых морских абразионных террас, хотя обычно разновысотность уровней таких террас чаще всего объясняется дифференцированными тектоническими движениями побережья. Следовательно, при палеогеографических реконструкциях четвертичных береговых линий необходимо учитывать, наряду с имеющим место в отдельных случаях тектоническим поднятием участков побережья, и другие упомянутые причины, играющие немалую роль в процессе формирования морских террас и определяющие порой их ширину и высоту над уровнем моря.

На ход формирования морских террас весьма существенное влияние оказывает также режим наносов в прибрежной зоне моря. Срезание берегового уступа и выработка волнами подводной абразионной террасы возможны лишь при небольшом количестве обло-

мочного материала на поверхности подводного склона. При обильном поступлении наносов с берега абрадируемый подводный склон может быть преобразован в аккумулятивный в результате погребения коренных пород под обломочным материалом. Понятно, что в этом случае энергия волн в большой степени расходуется на перемещение и перераспределение материала на подводном береговом склоне и абразионная терраса образоваться не может.

Поступающий в береговую зону обломочный материал обычно уносится с абразионных участков берега в результате вдольберегового перемещения, а частично истирается в процессе движения и уходит на глубину.

В отдельных случаях, при значительной ширине подводной абразионной террасы и малых уклонах ее поверхности, возможно накопление у подножия отмерших абразионных уступов выбрасываемых со дна наносов и формирование небольшой современной аккумулятивной террасы. Подобные наносные береговые образования встречаются на северо-западном побережье Новой Земли, где, видимо, в связи с замедлением темпа относительного поднятия суши или в результате иных причин, подводная абразионная терраса имеет местами ширину около одного километра.

Волны, разбиваясь среди камней и останцов на поверхности террасы, уже не могут производить разрушительную работу на берегу. Они здесь лишь выбрасывают к основанию отмерших абразионных уступов наносы, образующиеся в результате частичного разрушения и выравнивания дна. Поверхность таких подводных абразионных террас покрыта весьма тонким, находящимся в постоянном движении слоем наносов. В условиях продолжающегося поднятия суши, поверхность террасы, почти лишенная наносов, выйдет из-под уровня моря и начнет испытывать воздействие субаэральных процессов.

Подобный характер поднятых абразионных террас свойственен как побережью Новой Земли, так и побережьям других морей. Так, например, на западном берегу острова Карагинский (северо-восточная Камчатка) морская абразионная терраса, сложенная третичными опоковидными породами, не имеет покрова рыхлых морских отложений. На берегах Олюторского залива и Корякского нагорья также распространены участки поднятия морских абразионных террас, поверхности которых прикрыты ледниковыми, но не морскими четвертичными отложениями.

Поднятые морские аккумулятивные террасы в пределах побережий Советского Союза наиболее широко распространены на берегах Черного и Каспийского морей, уровень которых неоднократно изменялся на протяжении четвертичного периода. Вполне вероятно, что процесс формирования этих террас в большей степени связан с колебательными или прерывистыми движениями береговой линии. Однако, в свете рассмотренных выше особенностей формирования

абразионных террас, как нам кажется, поднятые аккумулятивные террасы также могут возникать в условиях равномерного относительного поднятия суши.

Решающее значение для формирования морских аккумулятивных террас имеют «первичные» уклоны берегового откоса. Берег должен быть достаточно отмелым, для того чтобы в ходе выработки профиля равновесия значительная часть материала выбрасывалась к берегу и накапливалась в виде последовательной серии береговых валов у линии уреза [Зенкович, 1946].

Но морские аккумулятивные террасы, как известно, могут формироваться и на приглубых берегах. Обычно они образуются в вогнутостях берега при вдольбереговом перемещении наносов.

В любом случае наносы, поступающие на аккумулятивный участок, располагаются в определенном порядке на подводном береговом склоне. При этом наиболее крупные частицы наносов выбрасываются волнами к урезу, а более мелкие перемещаются ниже по склону (рис. 4 а).

При непрерывной подаче обломочного материала со стороны морская аккумулятивная терраса все более расширяется за счет приращения вновь образующихся береговых валов. Вместе с выдвиганием линии берега последовательно смещаются и фациальные зоны прибрежных осадков, причем в условиях равномерного относительного поднятия суши береговые валы как бы надвигаются на отложения верхней части подводного склона (рис. 4 б и в). Наносы последней, смещаясь в свою очередь, начинают при этом перекрывать грубоководные фации*.

Накопление подобной регрессивной толщи при равномерном относительном поднятии суши должно происходить до тех пор, пока не изменятся условия питания аккумулятивного участка наносами. Последнее, в частности, может произойти вследствие прекращения поступления наносов с соседних абразионных участков. Выше было показано, что при формировании абразионного уступа и подводной абразионной террасы скорость размыва берега особенно велика в начальный период перестройки его подводного склона. Следовательно, именно в этот момент особенно велико количество рыхлого материала, поступающего на аккумулятивные террасы (рис. 5 а).

Однако, со временем, когда абразионные террасы приобретут большую ширину, скорость размыва берега упадет, вдольбереговые потоки начнут испытывать дефицит наносов (рис. 5 б и в).

* Явление налегания грубообломочного материала на илистые грунты в процессе относительного понижения уровня моря в свое время было отмечено на Каспийском море О.К. Леонтьевым [1949 г.].

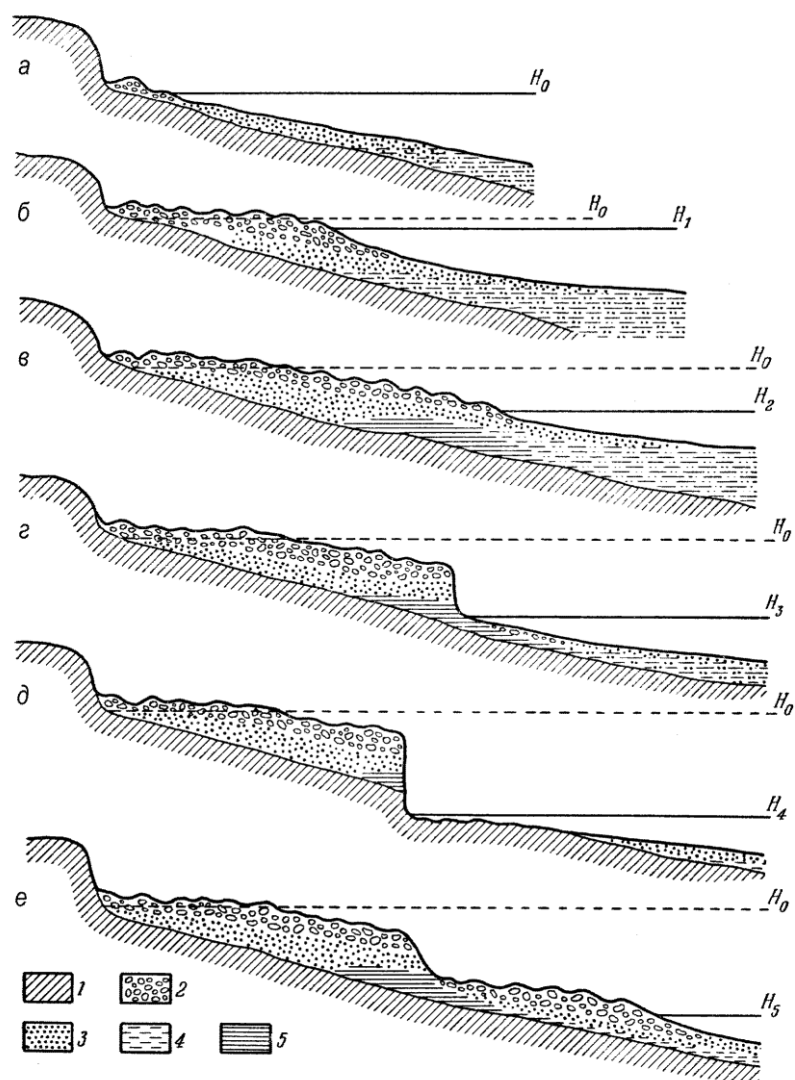


Рис. 4. Принципиальная схема формирования морских аккумулятивных террас в условиях равномерного относительного поднятия побережья:
 1 — коренные породы, 2 — галечно-гравийные отложения, 3 — пески, 4 — илы, 5 — уплотненные илы (пластические глины)

Постепенно это вызовет частичный размыв аккумулятивных морских форм, в том числе и аккумулятивных террас (рис. 5 в). Про-

цесс размыва может быть еще более усилен в результате истирания материала при его перемещении волнами.

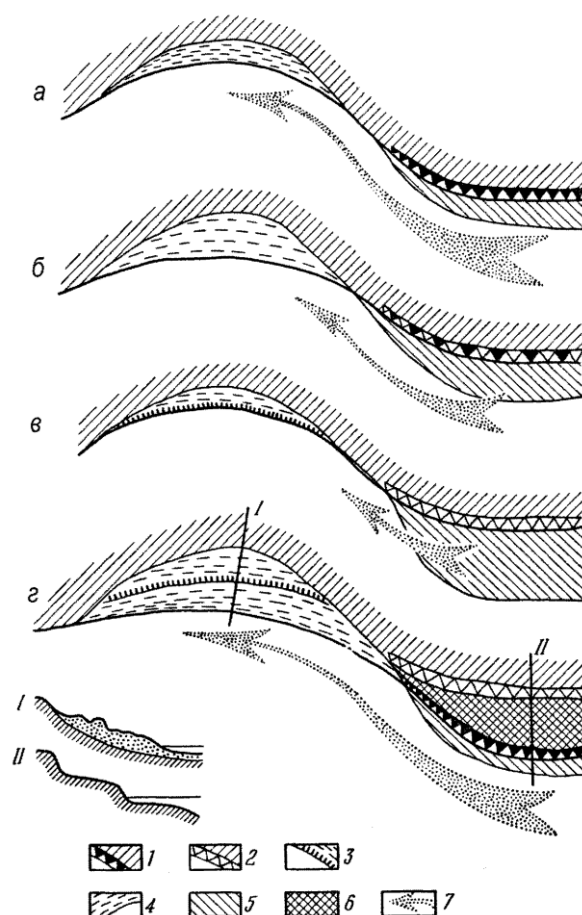


Рис. 5. Схема развития сопряженных участков абразионно-аккумулятивного берега в условиях относительного поднятия:

1 — активно размываемые абразионные уступы, 2 — отмершие абразионные уступы, 3 — уступ размыва, выработанный волнами в рыхлых отложениях морской аккумулятивной террасы, 4 — береговые валы, 5 — подводная абразионная терраса, 6 — поднятая абразионная терраса, 7 — направление вдольберегового потока наносов (величина стрелки указывает на его мощность)

Если дефицит наносов продолжается длительное время, то при относительном поднятии берега вдоль внешнего контура аккумулятивных форм образуются уступы размыва, которые вскрывают осадки, участвующие в строении аккумулятивной террасы и ее подводного склона (рис. 4 г и 5 в). В обнаженном уступе будет наблюдаться последовательное чередование слоев отложений регрессивной толщи, от крупных фракций к более мелким, сверху вниз. Отметим, что илы, перекрытые толщей более грубых осадков, уплотняются, а в отдельных случаях в процессе диагенеза частично превращаются

щаются в пластичные глины [Ермолаев, 1948]. Подобное строение четвертичных морских аккумулятивных террас нами неоднократно наблюдалось на отдельных участках побережий морей Советского Союза (рис. 6).

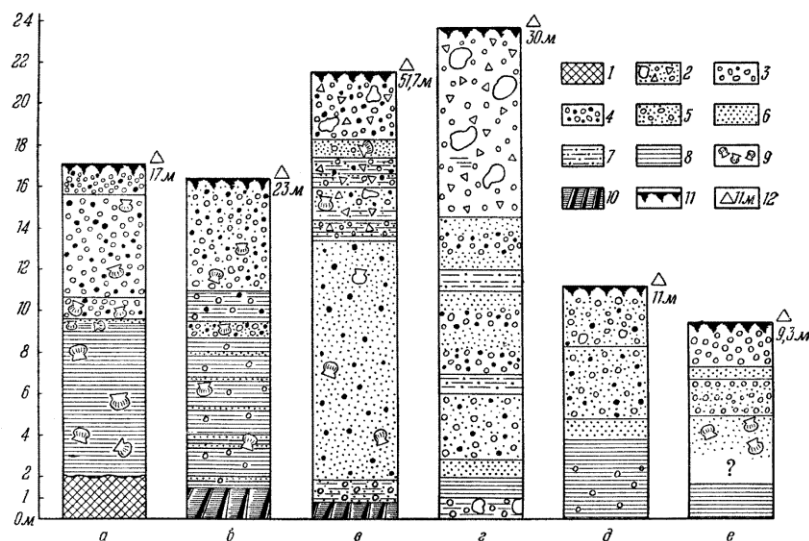


Рис. 6. Строение аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных морских четвертичных террас на побережьях Новой Земли (а, б и в), Берингова моря (г и д) и Чукотского моря (е): 1 — коренные породы, 2 — валунные суглинки ледникового происхождения (морена), 3 — галечники, 4 — гравий и галька, 5 — песчано-галечниковые горизонты, 6 — песок, 7 — суглинки, 8 — глины, 9 — битая и целая ракуша, 10 — осыпи, 11 — почвенный горизонт, 12 — высота террасы над уровнем моря

Выработка уступа размыта в толще рыхлых отложений, слагающих аккумулятивные формы и подводный склон, может начаться в условиях поднятия суши и по другим причинам: при резком увеличении крутизны подводного берегового склона; изменении в литологическом составе пород, слагающих береговой откос; изменении темпа относительного поднятия суши.

В отдельных случаях, при продолжающемся поднятии суши и дефиците наносов, волнами моря могут быть вскрыты подстилающие террасу коренные породы первичного берегового склона. Поднятая над уровнем моря аккумулятивная терраса при этом станет абразионно-аккумулятивной или цокольной (см. рис. 4 д). Но возможно, что с выходом из-под уровня моря на соседнем участке абразионного берега подводной террасы вновь начнется интенсивное разрушение ее края, и поток наносов получит дополнительное количество обломочного материала (см. рис. 5 г). При этом к основанию

цокольной террасы станут причленяться один за другим береговые валы, выдвигаясь в сторону моря и образуя новую уровненную поверхность морской аккумулятивной террасы (см. рис. 4 е). Описанные процессы могут неоднократно повторяться, и при равномерном поднятии побережья не исключена возможность образования серии аккумулятивных или абразионно-аккумулятивных террас.

Формирование волнами поверхностей абразионных и аккумулятивных морских террас, расположенных в непосредственной близости друг от друга, происходит синхронно, хотя в связи с различиями самих процессов их образования они будут затем различаться между собой на несколько метров по абсолютной высоте. В самом деле, поверхность аккумулятивной террасы в момент ее образования всегда будет находиться на открытом участке побережья, на 3—4 м выше уровня моря, в то время как современная абразионная терраса располагается на глубинах в 5—8 м. Выход этих террас на дневную поверхность обусловит их разновысотность, несмотря на одновременность их образования.

В то же время формирование основного морфологического элемента этих террас — уступа, при равномерном поднятии суши часто происходит асинхронно. Дело в том, что срезание волнами перегиба склона подводной террасы и образование уступа у поднятой абразионной террасы, как было показано выше (см. рис. 5), ведет к усилению аккумулятивного процесса на соседнем участке, где формируется морская терраса. Формирование же уступа размыва в пределах последней произойдет лишь с выработкой достаточно широкой подводной абразионной террасы на коренном участке берега.

Изложенное позволяет прийти к следующим выводам:

1. Общим, но, возможно, не наиболее частым случаем формирования морских абразионных и аккумулятивных террас, является случай равномерного относительного поднятия побережья. Прерывистое поднятие суши или смена его временным относительным опусканием, независимо от причин их вызвавших, могут лишь создавать, наряду с другими факторами, более благоприятные условия для образования поднятых морских террас.

2. Формирование поверхностей и уступов абразионных террас на берегах поднятия происходит при совершенно определенных условиях, а именно: а) когда первичные уклоны берегового откоса таковы, что берег с самого начала развивается по абразионному пути; б) когда скорость поднятия суши (или относительного падения уровня) в начальный момент меньше скорости абразии, т. е. разрушения берега и дна, но сама скорость абразии меньше скорости смещения линии уреза в сторону открытого моря. Последнее как раз и является условием выхода поверхности абразионной террасы из под уровня моря.

3. Формирование уступов аккумулятивных террас, основным процессом образования которых являлось поперечное (со дна) пере-

мещение наносов, тесно связано с колебательными или прерывистыми вертикальными движениями суши. Однако более широкое распространение, по-видимому, имеют аккумулятивные террасы, образовавшиеся в результате вдольберегового перемещения наносов и заполнения вогнутостей берега на фоне равномерного относительного поднятия суши. В своем развитии они тесно связаны с соседними абразионными участками берега, хотя формирование уступов аккумулятивных и абразионных террас происходило асинхронно.

4. Палеогеографические построения, в том числе реконструкция древних береговых линий, а также корреляция морских отложений и пр. не могут быть правильно сделаны, если видеть в распространении многочисленных четвертичных абразионных и аккумулятивных террас на побережьях наших морей только лишь следствие неоднократных колебательных изменений уровня Мирового океана эвстатического характера или, как это считает большинство исследователей, проявления новейшей тектоники. Разновысотность разновозрастных морских террас, наряду с прочими причинами, может быть обусловлена самим процессом развития береговой зоны в условиях поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

Горбачкий Г.В. Геоморфологический очерк западной части северного острова Новой Земли между губой Мелкой и губой Сульменево. Тр. Арктического ин-та, т. 13, 1934.

Дмитриев А.А., Бончковская Т.В., Левченко С.П. К вопросу об отражении длинных волн от береговых откосов. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 1.

Ермолаев М.М. О природе некоторых наносных образований Новой Земли. Тр. Ин-та по изучению Севера, № 40, 1929.

Ермолаев М.М. Работы Новоземельской гляциологической станции в Русской Гавани. Бюлл. Арктического ин-та, № 2, 1934.

Ермолаев М.М. О литогенезе пластических глинистых осадков. Изв. АН СССР; серия геол., 1948, № 1.

Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы М. — Л., 1946.

Зенкович В.П. Некоторые факторы образования морских террас. Доклады АН СССР, т. 65, № 1, 1949.

Леонтьев О.К. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря. Доклады АН СССР, т. 66, № 3, 1949.

Лонгинов В.В. Грядовые формы подводной абразии. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 6, 1951.

Grönlie O. Contributions to the quaternary geology of Novaya Zemlya. Report of the Scientific results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya 1921, No. 21, Kristiania, 1924.

ПРОБЛЕМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ПОДНЯТЫХ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЯХ

Поднятие побережий накладывает особый отпечаток на динамику береговой зоны и строение побережий. Основной морфологический элемент, образующийся при поднятии, — морские террасы. Они широко развиты на побережьях и свидетельствуют не только о молодых поднятиях, но и об общей тенденции к поднятию суши в четвертичное время. Обзор, приведенный в начале этой главы, показал, что, несмотря на обширную литературу по морским террасам, существует путаница в определении их стратиграфического значения, выборе критериев для их картирования, распознавания и корреляции. Поэтому мне хотелось бы высказать некоторые соображения по этому вопросу.

При геоморфологических и геологических работах на побережьях морей и океанов принято обычно регистрировать все террасоподобные ступени, считая их древними береговыми линиями. Иногда создается впечатление, что исследователи соревнуются между собой в стремлении превзойти друг друга по количеству подмеченных террас. При этом считается, что большое количество зафиксированных террас свидетельствует о более углубленном изучении района. Известны работы, например, по о-вам Новая Земля, где выделяется свыше 20 террасоподобных уступов, и с каждым из них связывается определенная стадия колебания уровня моря. В итоге рисуется очень сложная картина развития рельефа побережья, базирующаяся на самом деле на субъективных представлениях о происхождении ступеней рельефа.

Как правило, при подобных исследованиях не приводится сколько-нибудь серьезных доказательств морского происхождения террасоподобных уступов на склонах. Основанием для регистрации их происхождения служит морфология склонов и соседство их с морем.

Высота террас в большинстве случаев определяется исследователями визуально по бровке уступа. Произвольность и субъективность такого изучения террас наглядно проявляется при сопоставлении описаний, приведенных различными исследователями по одному и тому же району. Например, на островах Новая Земля, в юго-западной части Северного острова отмечаются следы уровня моря на различных высотах. Однако вопрос об отметках и количестве террас в значительной мере запутан усилиями многих исследователей, выделявших здесь множество морских уровней. О. Грёнли [Gronlie, 1924] насчитывает здесь до 16 морских террас, Г. В. Горбацкий [1934] — около 23, К. К. Демокидор [1953] — 15 и т. д. Попытки Грёнли, Д. Г. Панова [1937] и В. Н. Сакса [1953] провести сопоставление высот древних береговых линий не увенчались успехом.

Уровни на разных участках побережья, как правило, не совпадают; больше того, не совпадают их высотные отметки, полученные различными авторами в пределах одного участка берега. Так, в районе губы Серебрянка Грэнли устанавливает береговые линии на высотах 3,9 м; 10,5; 18,2; 30,2; 52,2; 68,5; 79; 102,5; 118,2; 137,5; 156,3; 175,5; 198,1 м. Д. Г. Панов [1933] описывает здесь же морские террасы на высоте 2,2 м; 5,5; 8,9; 21; 30—35; 51—55; 75—80; 96 м.

Очень часто участки террасы, отличающиеся различной высотой, принимаются за самостоятельные, имеющие стратиграфическое значение, уровни. Однако, как было показано выше на примере террасы Корякского нагорья, отметки которой меняются вдоль берега от 10 до 50 м, различие в высотах участков одновозрастной террасы часто определяется не только дифференцированными тектоническими движениями, но и физико-географическими и геологическими условиями побережий. Часто геологи и геоморфологи не учитывают, что процесс формирования террас обуславливается не только изменениями уровня моря, но и зависит от устойчивости по отношению к размыву пород, слагающих берег, величины энергетического воздействия моря, уклонов морского дна на каждом отдельном участке побережья и конфигурации берега. Естественно, что в условиях расчлененного берега эти факторы варьируют в самых широких пределах, и это во многих случаях, как было показано [Ионин и Каплин, 1956], определяет различие в уровнях отдельных участков одновозрастных террас.

Различный механизм образования абразионных и аккумулятивных террас также обуславливает их неодинаковый уровень. В самом деле, поверхность аккумулятивной террасы в момент ее образования всегда будет находиться выше уровня моря. Современные аккумулятивные террасы Дальнего Востока, как показали нивелировки их поверхностей, имеют высоту до 5—8 м над уровнем моря. В то же время абразионные террасы формируются ниже уровня моря на глубинах от 1—3 до 10—12 м. Поднятие этих одновозрастных террас приведет к тому, что даже на смежных участках их уровень будет отличаться друг от друга на 10, а иногда и на 15 м.

Вызывает недоумение также стремление некоторых исследователей определять высотные уровни террас с точностью до десятых метра. Трудно поверить, что О. Грэнли, например, сумел выделить поднятую береговую линию на высоте 198,1 м (!?). Более молодые уровни определяются чаще всего с еще большей точностью. Методика исследования, позволяющая определить высоту террас с такой точностью, не описывается. Однако мне кажется, что это спекулятивные определения. Даже положение современной береговой линии при гидрографических съемках не определяется с такой точностью. Хорошо известно, что даже на морях, где нет приливов, уровень весьма непостоянен. Существуют природные явления (сейши, нагоны, сгоны, волнения), которые заставляют уровень моря меняться в

течение очень короткого времени, это было хорошо показано В. С. Мякокиным [1959] на примере оз. Байкал. Поэтому на гидрографических картах за границу между сушей и морем принимается некая условная линия, отличающаяся от истинного уровня в любой данный момент на несколько десятков сантиметров или несколько метров. Эта истина известна всем, но между тем географы, геоморфологи с упорством продолжают регистрировать древние морские уровни с точностью до дециметра.

Далее, возникает вопрос, что принимается за высоту древней террасы? Морская терраса — сложный морфологический комплекс, состоящий из элементов, сформировавшихся в подводном состоянии, и элементов, которые вырабатываются выше уреза. У абразионных террас уровень моря располагается в их тыловых частях, у большинства аккумулятивных, напротив, — у внешнего края. В связи с этим истинное положение уровня моря в период формирования аккумулятивной террасы определить невозможно. При поднятии такой террасы внешний ее край со следами положения уровня моря или срезается, или захороняется под толщей молодых отложений. Исследователь, имеющий дело с поднятой аккумулятивной террасой, обычно может определить высоту ее поверхности, бровки уступа, которым она обрывается к морю или нижележащей террасе, наконец, подошвы аккумулятивной толщи, слагающей террасу.

Рассмотрим перечисленные элементы аккумулятивной террасы каждый отдельно. Поверхность ее обычно представляет собой серию береговых валов, которые по истечении времени нивелируются и постепенно исчезают. Высота валов над уровнем моря может быть различной и зависит от высоты штормового заплеска. Многочисленные нивелировки поверхности современных аккумулятивных образований, проведенные сотрудниками Института океанологии АН СССР в различных районах побережий СССР, показывают, что отметки вершин береговых валов меняются от 1 до 5—8 м. Притом в зависимости от конфигурации берега высота одновозрастных валов может изменяться в близлежащих пунктах от 8 м на открытых океанских участках побережья до 1—1,5 м в укрытых бухтах. В ходе длительного поднятия поверхность террасы приобретает наклон в сторону моря, так как каждый новый вал формируется на уровне более низком, чем предыдущий. Чем быстрее поднятие, тем больше должен быть уклон поверхности террасы. При значительной ширине террасы высота ее древней части может отличаться от уровня серии молодых валов на несколько метров. Отметки поверхности древних террас, кроме того, зависят от сохранности береговых валов, интенсивности процессов вторичной переработки — планации, эолового переотложения и т. п.

При поднятии аккумулятивной террасы в результате изменившейся обстановки (обычно в связи с выходом в волноприбойную зону участков дна с более крутыми уклонами или вследствие пре-

кращения питания аккумулятивной формы обломочным материалом) внешний ее край может начать абрадироваться и возникает уступ размыва. Высота бровки уступа размыва — величина крайне непостоянная. В. П. Зенкович [1948a] совершенно правильно показал, что вследствие неравномерного срезания морем уступа морских террас высота по бровке может колебаться в весьма широких пределах. А ведь именно отметка бровки уступа террасы чаще всего принимается за высоту террасы в целом. Следует заметить, что образование уступа террасы не обязательно должно соответствовать моменту существенного изменения в поведении уровня моря, т. е. какому-либо хронологическому или стратиграфическому рубежу. И, напротив, при образовании последовательной серии аккумулятивных террас, имеющих определенное стратиграфическое значение, в ряде случаев уступы размыва не вырабатываются. Террасы могут испытывать перестройку, временный размыв и снова нарастание. При этом каждая более молодая терраса причленяется к предыдущей без образования уступа размыва.

Еще более трудно сопоставимы между собой уровни подошвы аккумулятивных форм береговой зоны. Во время водолазных исследований на берегах Азовского и Черного морей автору приходилось наблюдать основание аккумулятивных форм, границу между наносами прибойной зоны и подводного склона на разных глубинах. На Азовском море, на косах Долгой, Обиточной и других песчано-галечные наносы уже на глубине 1—1,5 м сменяются илами. В Черном море основание аккумулятивных тел залегает на глубине от 2 до 10 м, а морской склон аккумулятивной террасы м. Пицунда, например, спускается до глубины 80 м.

Кроме описанного типа террас, образующихся в прибойной зоне, могут существовать аккумулятивные террасы, возникшие в результате осушения участка отмелого подводного склона. Такие террасы на Каспийском море описал В. С. Долотов [1961]. Уровень подобных террас после поднятия суши изначально должен быть ниже, чем уровень террас первого типа, но опять-таки он не будет соответствовать отметке уреза.

Абразионные террасы образуются на подводном береговом склоне или же как бенчи в зоне приливов. Береговую линию, соответствующую стадии выработки абразионных террас, следует искать в их тыловой части у подножья берегового уступа-клифа. Однако если в рельефе сохраняется только береговой обрыв без других элементов абразионной террасы, то, приняв его подошву за высоту древнего уровня моря, легко впасть в ошибку, так как во многих случаях береговые обрывы (уступы) на современных морях уходят ниже уреза и их основания располагаются на значительных глубинах.

Наиболее надежными фиксаторами уровня моря считаются волноприбойные ниши. Однако совершенно прав Ф. Цейнер [1963],

заметивший, что их образование зависит от высоты приливов, силы штормовых заплесков, наконец трещиноватости горных пород, образующих береговые обрывы. Большую роль в образовании волноприбойных ниш играет галька, подхватываемая волнами. Поэтому в зависимости от уровня поверхности террасы и силы штормового заплеска ниши могут образовываться несколько ниже или несколько выше уреза. Ф. Цейнер определяет, что диапазон колебаний уровня ниш по отношению к урезу может достигать 4 м.

Поверхность абразионных террас не бывает плоской. Она обычно имеет уклон в сторону моря порядка 0,01—0,09. Поверхность тыловой части террасы более всего близка по высотным отметкам к древнему урезу. Однако так же, как у волноприбойных ниш, ее уровень может отличаться от отметок древнего уреза на несколько метров.

В тыловой части абразионных террас выделяет несколько морфологических элементов, располагающихся на различных высотных отметках (рис. 1). Ниже уровня отлива на подводном склоне

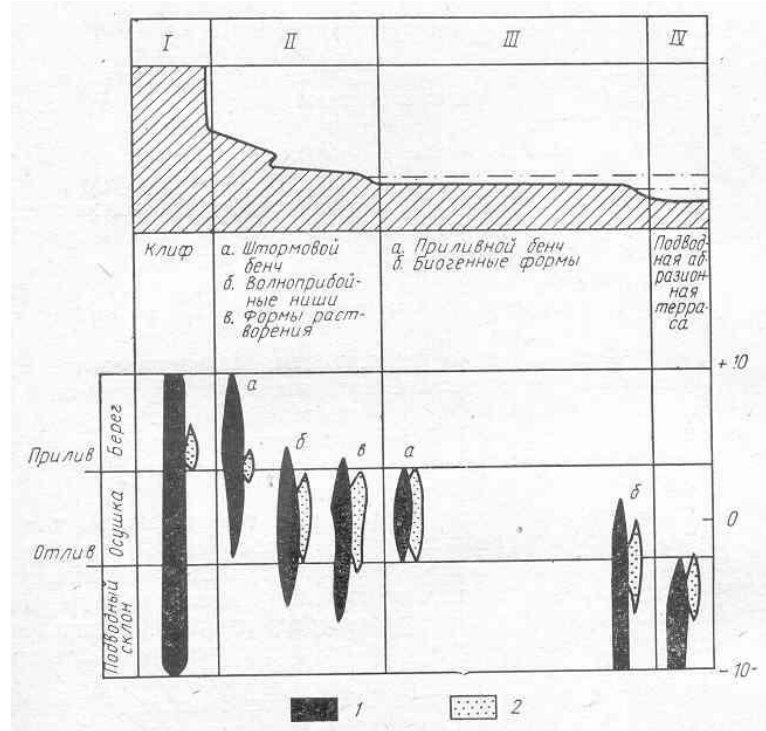


Рис. 1. Распределение абразионных форм на профиле и по высоте:
1 – открытый берег, 2 – закрытый берег

им отмечена волноприбойная площадка, к поверхности которой спускается приливный бенч. Последний располагается в зоне приливо-отливных движений. Выше приливного бенча часто вырабатываются одна или две площадки (штормовые бенчи), соответствующие штормовым заплескам; их высота может достигать 20 м над средним уровнем моря. Кроме абразионных бенчей на разных высотах по отношению к среднему уровню моря образуются ниши и борозды различного происхождения. Все эти формы (см. рис. 1) на открытых участках побережья занимают до вертикали зону 20 м, а на закрытых участках — около 10 м.

Естественно, что комплекс всех этих элементов, не всегда выраженный на современных берегах, плохо сохраняется в ископаемом состоянии. В лучшем случае исследователь обнаруживает один из элементов, трудно распознаваемый генетически. Поэтому ошибка в определении истинного положения древнего уреза может достигать десяти метров. Кроме того, вообще поверхность тыловой части древней террасы чрезвычайно редко остается достаточно сохранной для установления по ней положения древнего уровня моря. Субаэральные процессы, в основном склоновые, быстро преобразуют эту, непосредственно примыкающую к древнему береговому обрыву, часть террасы.

Чаще всего высоту террас определяют по их внешнему краю, где бывает четко выражена бровка уступа, спускающегося к морю или к поверхности более молодой террасы. Но внешняя часть подводной абразионной террасы в зависимости от волнового режима и литологии подводного склона может формироваться на различной глубине. Здесь различия в высотных отметках могут достигать 0—10 м. Причем дальнейший срез уступа террасы, уже выведенной в результате поднятия из зоны волнового воздействия, так же как в случае с аккумулятивной террасой, может продвинуть ее бровку на наклонной поверхности до разного уровня, и тогда на соседних участках бровка террасы в зависимости от величины среза ее внешнего края может отличаться по высоте на 10—15 м.

Следовательно, за редким исключением, исследователь не может фиксировать точно до десятой доли метра высоту древней береговой линии. Он может только определить высотный уровень элементов поднятой террасы и в зависимости от конкретных условий выявить диапазон высотных отметок, в которых колебался уровень в период формирования террасы.

Конечно, несколько проще обстоит дело с выделением самых молодых террас, образовавшихся в новейшее время. У них более сохранны все элементы, их высоту можно сравнивать с высотой береговых форм, образующихся в настоящее время на данном участке. Например, аккумулятивную террасу или бенч можно признать поднятыми в том случае, когда их поверхности расположены выше зоны современного заплеска волн в данной точке. Но вместе с тем без

анализа современной обстановки вряд ли можно избежать ошибки при выделении молодых низких террас.

Следует учитывать, что изменения высоты уровней отрезков террас вдоль берега не всегда свидетельствуют о тектонических деформациях или о разновозрастности отдельных участков. Разность высот молодых террас может быть обусловлена разностью высоты заплеска волн на участках берега открытых и укрытых от штормов или имеющих неодинаковые уклоны подводного берегового склона и т.д.

Попытаюсь пояснить эти положения на конкретном примере. На Черном море в районе Судакской бухты Б. Ф. Добрыниным [1941] и другими описано несколько древних террасовых уровней. Все исследователи предполагают, что в новейшее время в результате резких дифференцированных вертикальных тектонических движений побережья террасовые уровни были сильно деформированы.

Так, Добрынин в частности, утверждает, что эти движения обусловили неодинаковую высоту различных участков второй (карангатской) морской террасы, низший уровень которой в восточной части Судакакой бухты — бухте Капсель связан, по его мнению, с новейшим прогибом по оси террасы. Повышения же террасы в западной части Судакакой бухты вызваны недавним поднятием массива горы Сокол.

В 1957 г. автор совместно с Е. Н. Невеским исследовали берега Судакской бухты [Каплин, Невеский, 1961]. Мы также отметили резкие колебания уровня карангатской террасы, высота которой в Новосветской бухте достигает 30 м, а на востоке снижается до уровня моря. Резкие изменения высоты карангатской террасы происходят на небольших по протяжению участках берега. Однако это, по нашему мнению, вызвано не дифференциальными тектоническими движениями, а местными различиями в рельефе побережья Карангатского моря и различиями в геологическом строении самой террасы. Вдоль побережья Судакской бухты берегоформирующие факторы изменяются очень резко, что, как видно, и определяет разницу в уровне карангатской террасы на отдельных участках берега. Возможно, что разность высот этой террасы у подножья горы Сокол и в бухте Капсель — результат различных темпов абразии берегового уступа на этих участках.

В районе горы Сокол берег более приглубый, чем в бухте Капсель, и волны воздействуют на уступ террасы более интенсивно. Поэтому береговой уступ отступил здесь далеко в глубь суши, и бровка пересекает поверхность террасы в ее наиболее высокой тыловой части. В бухте же Капсель, где песчаник, слагающий террасу, очень сильно сцементирован и плохо поддается размыву, был разрушен только внешний край наклонной к морю террасы, а на других участках уступ даже не был выработан, и поверхность карангатских отложений плавно уходит под уровень моря.

Значительные различия высот карангатской террасы в Судакской бухте объясняются также сложностью рельефа суши и подводного склона района, который в карангатское время был, вероятно, не менее расчлененным. Сложность рельефа подводного берегового склона, несомненно, определила пестроту фациального состава карангатских отложений. Донные прибрежные осадки карангатского моря отлагались в виде узких, сильно наклоненных к морю горизонтов. Причленение этих отложений к коренной суше в зависимости от крутизны склонов происходило также на разных уровнях.

Подобную картину можно наблюдать и в настоящее время. Глубины моря и уклоны подводного склона вдоль берега Судакской бухты сильно изменяются и на некоторых участках склоны гор почти отвесно уходят на глубину 6—10 м. Здесь контакт между коренными отложениями и современными морскими прибрежными осадками проходит не по линии уреза, а на значительной глубине. Подобное строение дна можно отметить в районе Генуэзской крепости, с западной стороны массива горы Сокол, у м. Чекенын, Алчак-Кая и Кильсе-Бурну.

На других участках береговой склон отменный (в западной части Капсельской бухты, например, глубины, не превышающие 1 м, располагаются в 50—70 м от берега) и современные морские осадки начинаются от линии уреза. Если уровень современного моря опустится на 20—30 м, то современные прибрежные донные осадки окажутся на различных уровнях и высота поверхности образовавшейся террасы будет колебаться в пределах от 0 до 15 м, а строение ее на разных участках будет различным.

Таким образом, в данном случае разность высот разновозрастных участков террасы может быть объяснена особенностями рельефа, а не дифференцированными тектоническими движениями. Мы, разумеется, не отрицаем наличия таких движений в пределах Крымского полуострова, и в том числе в районе Судакской бухты, но полагаем, что прямой связи между образованием террас и тектоническими движениями, возможно, и не существует, так как формирование террас происходит при сложном взаимодействии различных факторов, определяющих динамику относительно поднимающихся берегов.

Все сказанное выше о террасах может вызвать у читателя впечатление, что автор вообще отрицает значение террас как важного морфологического и стратиграфического комплекса в изучении истории развития побережий. Это не так. Хотелось бы еще раз обратить внимание, как это сделали К. К. Марков [1934], В. П. Зенкович [1949а], на необходимость более углубленного изучения этих форм рельефа, учета при выделении террас всех факторов развития береговой зоны, изменений ее динамики как во времени, так и в пространстве.

Путаница в вопросе выделения морских террас, их корреля-

ции, неопределенность критериев для выделения и распознавания возрастных уровней сводят на нет работу по сопоставлению береговых линий разных районов, вызывает серьезную озабоченность у многих ученых, в частности Э. Гилла — генерального секретаря Комитета по четвертичным береговым линиям Международной ассоциации по изучению четвертичной геологии (INQA).

Недавно он попытался определить критерии для выделения четвертичных береговых линий [Gill, 1967, 1968], а также заострить внимание на вопросах, которые необходимо освещать при описании террас. Гилл выделяет стратиграфические, геоморфологические, палеонтологические, фациальные, химические, тектонические признаки, позволяющие, по его мнению, составить полное и объективное описание террас.

Безусловно, все это правильно и очень важно. Но ни Э. Гилл, ни другие исследователи не обращают внимания на основной фактор: динамику прибрежной зоны в настоящем и прошлом, которая прежде всего обуславливает особенности строения террас, имеющих определяющее стратиграфическое значение в изучении территории.

Далеко не все террасовые уровни имеют стратиграфическое значение, и не всегда их высота совпадает с высотой древних береговых линий. При исследовании древних береговых линий важно выделить и проследить комплексы террас, отмечающих определенную стадию развития побережья. Правильно поступают исследователи, выбирающие из множества террас только те, которые характеризуются комплексами фауны и морскими отложениями, прослеживаются в определенном диапазоне высотных отметок на больших протяжениях побережий.

Таковыми являются системы средиземноморских древних береговых уровней, террасы побережий Южной Америки. Ю.Ф. Чемяков множество террас дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана разделяет на цикловые и локальные.

Цикловыми называются «террасы и береговые линии, которые возникают на больших участках побережий вследствие одновременных изменений уровня моря (океана), односторонне направленных и равных по масштабу (амплитуде) в различных участках побережий, или вследствие одновременного и равного по масштабу (амплитуде) изменения высотного положения континентов или их крупных частей» [Чемяков, 1961] им выделено шесть цикловых береговых линий, одна из них погружена и соответствует по времени эпохе последнего оледенения (табл. 5).

Таблица 5

Цикловые береговые линии и террасы дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана (по Чемякову, [1961])

Название*	Высота (+/-) относительно уровня океана	Вероятное сопоставление Со схемой Цейнера	
		Название	средняя высота, м
Северотихоокеанская	1,5—3	первого интерстадиала	+1,5
Камчатская	4—8	позднемонастырская	+7,5 .
Чукотская	10—15	-	-
Курильская	15—25	главная монастырская	+18
Японская	-270—100	-	-
Гавайская	25—30	тирренская	+32

* Возможно, что северотихоокеанская и камчатская террасы относятся к одному стратиграфическому уровню, ибо оснований для их разграничения, кроме подмеченной разницы в отметках на 1—3 м, нет.

Интересную работу по сопоставлению береговых уровней провел Н. И. Кригер [1961]. Он подмечает поразительное сходство высот некоторых из террас в различных частях земного шара и считает, что превышения отметок древних береговых линий друг над другом не случайны, а находятся в определенной математической зависимости. В связи с этим Кригер вводит понятие «океанических террасовых рядов», подчеркивая этим, что в колебаниях уровня океана в четвертичное время существует закономерность образования в определенные, периодически повторяющиеся этапы на всех побережьях хорошо фиксируемых древних береговых линий. Таких цикловых береговых линий, видимо, немного, но их планетарное распространение позволяет считать их чрезвычайно важным стратиграфическим признаком при изучении истории плейстоцена.

Локальные террасы, во множестве встречающиеся на побережьях, также могут играть важную роль в изучении местных особенностей береговой зоны. Однако в этом случае выделение террас, их опознание и корреляция представляются делом весьма деликатным. Для того чтобы связать с образованием береговой зоны какой-либо этап в формировании побережья необходимо хорошо представлять механизм образования всех элементов террасы. Однако мы не только не представляем особенностей выработки определенных террас, связанных с локальными условиями того или иного участка побережья, но и плохо знаем вообще механизм образования любых террас.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбачкий Г. В.* Геоморфологический очерк западной части Северного острова Новая Земля между Губой Крестовой и губой Северной Сульменевой. «Тр. Арктич. ин-та», 1934, т. 13.
- Демокидов К. К.* Геоморфология Новоземельских проливов. «Тр. Ин-та геол. Арктики», 1953, т. 59.
- Добрынин Б. Ф.* Судакский район и его береговые формы «Уч. зап. МГУ», 1941, вып. 48.
- Долотов Ю. С.* Формирование и классификация морских аккумулятивных террас. «Тр. Ин-та океанолог. АН СССР», 1961, т. 48.
- Долотов Ю. С., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Относительные колебания уровня и их влияние на развитие морских берегов. Кн. «Теоретические вопросы динамики морских берегов». М., «Наука», 1964.
- Зенкович В. П.* Определение современных вертикальных движений по морфологии берегов. «Тр. конф. по движений земной коры.», М., Геодезиздат, 1948а.
- Зенкович В. П.* Некоторые факторы образования морских террас. ДАН СССР, 1949а, т. 65, № 1.
- Ионин А. С., Каплин П. А.* Особенности формирования морских террас. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1956, № 5.
- Каплин П. А., Невесский Е. Н.* К вопросу о высотах четвертичных морских террас Судакской бухты. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1961, т. 8.
- Кригер Н. И.* Океанические террасовые ряды. «Мат-лы совещ. по изуч. чет-вертич. периода», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Марков К. К.* О признаках трансгрессии и регрессии. «Тр. 1-го Всес. геогр. съезда», 1934, вып. 3.
- Мякокин В. С.* К вопросу о вертикальных движениях берегов оз. Байкал. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1959, т. 4.
- Панов Д. Г.* Геоморфологический очерк губы Серебрянки (Новая Земля). «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1933, т. 65, вып. 5.
- Панов Д. Г.* Геоморфологический очерк полярных уралид и западной части полярного шельфа. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1937а, вып. 26.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. «Тр. Ин-та геолог. Арктики», 1953, т. 77.
- Цейнер Ф. Е.* Плейстоцен. М., ИЛ, 1963.
- Чемеков Ю. Ф.* Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана. Кн. «Морские берега». Таллин, 1961.
- Gill E. D.* The dynamic of the shore platform, and its relation to changes in sea level. «Roy. Soc. Victoria.», 1967, vol. 80, pt. 2, p. 183.
- Gill E. D.* Multiple factors in the description of Quaternary marine shorelines. «Means of correlation of Quaternary Successions», Proceeding VII, Congress INQVA 1968b, vol. 8.
- Gronlie O. T.* Contributions to the Quaternary Geology of the Novaya Zemlya. «Report of the scientific results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya, 1921», 1924, vol. 21.
- Mill H.* Relation of shore erosions to sea

ХРОНОЛОГИЯ МОРСКИХ ТЕРРАС ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Каплин П.А., Селиванов А.О.

В последние годы значительное развитие получили исследования изменений уровня моря в геологическом прошлом, особенно в плейстоцене—голоцене. Большое количество региональных работ и теоретических обобщений выполнено в рамках проектов N 61 и N 200 Международной программы геологической корреляции. В действующем ныне проекте N 200 "Изменения уровня моря: корреляция и приложения" участвуют более 500 специалистов из 63 стран. За последнее десятилетие опубликовано более 2000 работ по проблеме изменений уровня моря, ежегодно проводится несколько международных конференций. Около 20 докладов было заслушано на XI конгрессе ИНКВА в Москве в 1982 г.

Во многих исследованиях развиваются представления о пространственных неоднородностях изменений уровня океана, обусловленных различными причинами: геоидальной эвстазией (изменением гравитационного потенциала отдельных участков земной поверхности), тектоноэвстазией, гидро- и гляциоизостазией. В свете этих новых представлений еще большее значение для корреляции береговых линий приобретают данные абсолютного датирования положения уровня океана в прошлом.

Развитие методов определения абсолютного возраста отложений (радиоуглеродный, калий-аргоновый, трековый, торий-урановый, аминокислотный, термolumинесцентный и т.д.) привело к активизации региональных исследований, в первую очередь по поднятым береговым линиям. Наибольшее количество датировок выполнено по изотопам уранового ряда, причем сопоставимость датировок фрагментов кораллов довольно высока. По этой причине наиболее комплексные и детальные исследования серий поднятых морских террас проведены в тропических и субтропических широтах: на островах Новая Гвинея, Тимор, Рюкю, Гавайских и некоторых других коралловых островах.

Перспективным представляется использование гелий-уранового метода, диапазон уверенного датирования которого охватывает большую часть плейстоцена. Этим методом датированы коралловые террасы о-ва Барбадос [Bender et al., 1979] и Калифорнии [Fanale, Schaeffer, 1965]. Менее надежно датирование раковин моллюсков из береговых отложений по изотопам уранового ряда, однако сопоставимость и геологическая приемлемость результатов, полученных на Черном море и других морях СССР [Арсланов и др., 1976; и др.], на островах Карибского моря, п-ове Юкатан, в Южной Калифорнии, на Аляске, о-ве Баффинова Земля [Szabo et al., 1981], свидетельствуют о перспективности этого метода, особенно для да-

тирования плейстоценовых морских террас внетропических широт, пока еще очень слабо изученных. В некоторых случаях приемлемость этих датировок подвергается сомнению. В этой связи очень важно развитие калий-аргонового и аминокислотного, а также термолюминесцентного методов датирования.

Аминокислотный метод, как известно, требует введения значительных поправок на изменения температуры, поэтому может применяться лишь одновременно с другими методами. Такие исследования проведены, например, на атлантическом и тихоокеанском побережьях США и п-ова Калифорния [Wehmiller, 1982]. Имеются первые примеры применения для датирования плейстоценовых береговых линий метода электронно-парамагнитного резонанса [Radtke, 1983; Linke, 1984]. К сожалению, все перечисленные методы имеют известные ограничения (по возрасту, датируемому материалу, по точности и др.), поэтому наиболее перспективно датирование террас комплексом методов. Такие исследования проводятся в Новой Зеландии, Калифорнии, Японии и др. [Каплин, 1985].

Мы выполнили статистическую обработку торий-урановых, калий-аргоновых, наиболее надежных радиоуглеродных и некоторых других датировок поднятых плейстоценовых морских террас древнее 30 тыс. л. н. (рис. 1).

Абсолютный возраст большинства из них сосредоточен в интервалах 30—50, 80—110, 120—140, 200—230, 290—350, а также около 400 тыс. л.н. Они, в целом, совпадают с эпохами крупных межледниковых и глобальных потеплений по изотопно-кислородной шкале Шеклтона—Опдайка. В наиболее полных террасовых рядах поднимающихся коралловых рифов (острова Барбадос, Новая Гвинея, Рюкю) выделяются террасы, соответствующие практически всем нечетным ("теплым") стадиям этой шкалы (рис. 2).

Серия датировок раннеплейстоценовых поднятых коралловых террас на высотах до +200 м (490—720 тыс. л.н.) известна лишь на островах Барбадос и Кюрасао в Карибском море. Единичные торий-урановые датировки имеются для побережий Марокко, Анголы, Калифорнии, калий-аргоновые — для п-ова Сьюард на Аляске, побережья Южной Австралии, о-ва Таити. В раннем плейстоцене, возможно, формировались также наиболее высокие террасы о-ва Новая Гвинея и Западной Австралии, имеющие запредельные торий-урановые датировки [Chappell, 1983; Giresse et al., 1984].

В эпохи регрессий даже на погружающихся коралловых островах Тихого океана (Бикини, Мурурба, Эндиветок, Большой Барьерный риф) развитие коралловых сооружений прекращалось, происходило их частичное растворение [Marshall, Davies, 1984; Szabo et al., 1985]. Эпохи активного роста кораллов, связанные с трансгрессиями, на атолле Муруроа датируются в 550, 450—500, 330 и 130 тыс. л.н. Продукты химического растворения карбонатов в эпохи регрессий — спелеотемы — детально изучены в пещерах тектонически

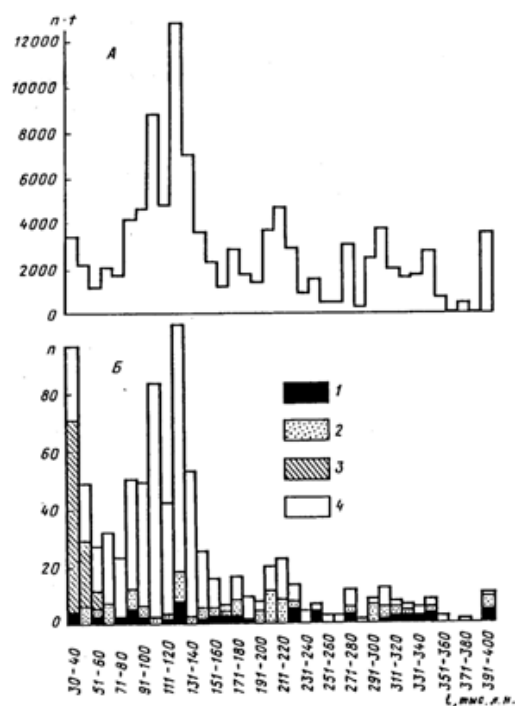


Рис. 1. Распределение датировок поднятых четвертичных морских террас
Датировки: 1 — калий-аргоновые. 2 — аминокислотные и трековые. 3 — радиоугле-
родные. 4 — по изотопам уранового ряда. А — количество датировок (n) с учетом
линейного убывания информации при увеличении возраста (t) — произведение $n \cdot t$, Б
— количество датировок по возрастным группам

стабильных Багамских и Бермудских островов [Gascoyne et al., 1984; Harmon et al., 1983].

Около 200—230, а также около 280—350 тыс. л.н. формировались береговые линии на побережье штатов Северная и Южная Каролина, на островах Баффинова Земля, Барбадос, Мальорка, на западе Италии, на побережьях Марокко, Анголы, на юге Синайского полуострова, в Юго-Восточной Австралии, на островах Новая Гвинея, Северный (Новая Зеландия), на берегах Токийского залива, на тихоокеанском побережье Калифорнии и в других регионах [Yoshikawa et al., 1980; Szabo et al., 1981; Chappell, 1983; Cronin et al., 1984; Radtke, 1983; Brebion et al., 1984; Giresse et al., 1984; Naruse, Ota, 1984]. Большинство террас тектонически деформированы, однако в ряде случаев фиксируется их приуроченность к высотам +10-+15 и

+15- +20 м. Вероятно, эти береговые линии связаны с предшест-

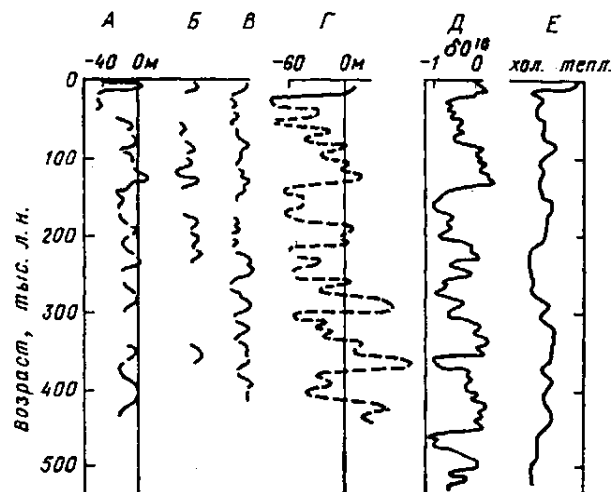


Рис. 2. Изменения уровня моря (А—Г) и климата (Д, Е) за последние 500 тыс. лет. А — равнина Канто, Японии [Machida. 1975], Б — о-в Барбадос [Bender, Fairbanks, 1979], В — о-в Нова Гвинея [Chappell. 1983], Г — о-в Мальорка [Butzer. 1975]; Д — по изменению изотопного состава кислорода планктонных фораминифер в центральной части Тихого океана [van Donk. 1976]; Е — по изменению видового состава микрофауны на равнине Канто [Naruse. Ota. 1984].

вующими межледниковыми эпохами, во время которых средний уровень океана был выше современного и, возможно, выше уровня времени земского межледниковья. На островах Барбадос, Новая Гвинея и Мальорка по геоморфологическим данным и (в меньшей степени) по результатам абсолютного датирования выделяется по несколько береговых линий этих эпох, однако таких материалов пока крайне мало.

Очень немногочисленны данные о погруженных береговых линиях раннего и среднего плейстоцена. Во время последнего среднеплейстоценового оледенения (180—140 тыс. л.н., изотопная стадия 6) уровень Карибского моря опускался ниже —45 или даже —60 м. В Северной Австралии погруженная береговая линия на глубине около 200 м датируется по изотопам урана 170 тыс. л.н.

Наибольшее количество датировок береговых линий относится к эпохе межледниковья начала позднего плейстоцена (микулинского, земского, сангамонского, стадия 5 изотопно-кислородной шкалы), причем во многих районах (Арктическая Канада, Северная и Южная Каролина, Большой Барьерный риф, Новые Гебриды, Советское Приморье, Гавайи, Калифорния, Мадагаскар, Джибути в

Восточной Африке) выделяются по крайней мере две группы террас этой эпохи с возрастом около 125 и 80—100 тыс. л.н., а на островах Барбадос, Ямайка, Новая Гвинея, Мальорка и севере Новой Зеландии — даже 3—4 группы с возрастом 130—140, 118—122, 100—105 и 75—85 тыс. л.н., сопоставимые со стадиями 5e, 5c и 5a изотопно-кислородной шкалы. Последние две, возможно, относятся уже к ранним межстадиалам вюрма (валдая). На основе полученных в последние годы датировок трех тирренских террас западного Средиземноморья установлена их приуроченность к последней межледниковой эпохе [Paskoff, Sanlaville, 1982].

Высота террас этого возраста на океанических островах составляет обычно от 2—3 до 10—12 м, в среднем 5—6 м. Сходные высоты соответствующих коралловых сооружений и других береговых форм рельефа отмечаются на Большом Барьерном рифе, у западного побережья Австралии, на побережьях Калифорнийского залива, Аляски, Алеутских островах и др. Большие высоты характерны лишь для таких поднимающихся островов, как Барбадос, Рюкю, Новая Гвинея, Новая Зеландия, тектонически активного побережья западного Средиземноморья, тихоокеанского побережья Калифорнии, Восточной Африки, изостатически поднимающихся Баффиновой Земли, Норвегии и т.д., а меньшие (8-4-10 м) — для погружающихся побережий Северного моря [Szabo et al., 1981; Mangerud et al., 1981; Zagwijn, 1983]. На этом основании можно утверждать, что предполагавшиеся Н.-А. Мёрнером и некоторыми другими исследователями тектоно-эвстатические и геоидальные процессы [Каплин и др., 1982], не связанные с перемещением ледниковых масс, не играли на протяжении последних 150 тыс. лет заметной роли. Форма геоида в оптимум земского межледниковья практически не отличалась от современной.

В большинстве регионов береговые линии конца последнего межледниковья располагаются ниже, чем береговые линии его начала. Можно предполагать, что средний уровень около 125 тыс. л.н. превышал современный на 5—7 м, а 100—80 тыс. л.н. был на 10—15 м ниже его. Лишь на юге Африки и в ряде районов западного Средиземноморья позднеземские уровни моря, возможно, превышали раннеземские.

В последние годы появилось довольно много датировок погруженных береговых линий земского возраста. На глубине около 70 м в районе о-ва Тимор отмечается береговая линия с возрастом около 115 тыс. л.н. Понижения уровня до отметок ниже -20 м отмечались около 105 и 85 тыс. л.н. на Бермудских островах [Harmon et al., 1983]. Вероятно, эвстатические колебания уровня океана с размахом по крайней мере в несколько десятков метров происходили и в течение крупных межледниковых эпох и были связаны со значительными изменениями объема оледенения, что подтверждается изотопно-кислородными данными по глубоководным отложениям. Уровень

океана 115 и 95 тыс. л.н. понижался до -70, -80 м.

Береговые линии эпохи первого позднеплейстоценового оледенения наиболее изучены на северо-западном шельфе Японского моря. На севере Приморья они известны на глубинах до 130 м [Рязанцев и др., 1982]. Однако вопрос об уровне моря в этот период до конца не выяснен, поскольку геохронометрические датировки погруженных береговых линий этого возраста практически отсутствуют.

На островах Барбадос, Хонсю, Рюкю, Новая Гвинея, Новые Гебриды, Северный (Новая Зеландия) описаны поднятые береговые линии возрастом около 50—70 тыс. л.н. остается пока открытым и вопрос об уровне океана в середине позднего плейстоцена (50—25 тыс. л.н.). После установления возможного значительного омоложения радиоуглеродных датировок раковин морских моллюсков, кораллов и другого материала, относящихся к этой эпохе, более вероятным представляется, что средний уровень океана в это время не достигал современного. На севере Советского Приморья, на атлантическом побережье США, Багамских островах, в Греции он достигал -8÷-15 м, у побережья о-ва Барбадос, Бермудских островов, в Южно-Китайском и Восточно-Китайском морях, на средиземноморском побережье Франции, вероятно, не превышал -30÷-40 м [Рязанцев и др., 1982; Harmon et al., 1983; Gascoyne, 1984; Song-Ling, Hong-Cai, 1984]. На побережье Великобритании и Бельгии береговые линии этого возраста находятся на отметках, близких к современным, а поднятые известны на тектонически активных побережьях.

Сложнее объяснить широкое распространение датированных торий-урановым [Szabo et al., 1981] и аминокислотным [Брайэм, 1982] методами поднятых морских террас возрастом 30—50 тыс. л.н. на высотах 6—10 м в Арктической Канаде и на Аляске. Довольно надежные массовые радиоуглеродные датировки поднятых морских террас этой эпохи получены на арктическом побережье Северо-Востока СССР [Свиточ и др., 1978; Безродных, Назаров, 1982] и на северо-западе Индии [Gupta, 1977]. Обращает на себя внимание приуроченность этих районов к "впадинам" современной поверхности океана. Возможно, из-за иного расположения центров оледенения, а также иных причин поверхность геоида в эту эпоху заметно отличалась от современной, например, в сторону меньшей контрастности.

Серии подводных аккумулятивных береговых линий эпохи последнего позднеплейстоценового оледенения с радиоуглеродными датировками от 20 до 6 тыс. л.н. известны у берегов Японского, Желтого, Восточно-Китайского, Северного морей, у атлантического побережья США и Бразилии, некоторых островов Тихого океана. Глубина их распространения достигает 100—130, реже 140—160 м. Наиболее часто береговые линии встречаются на глубинах 80, 30 и 20 м, возраст соответственно 15, 10 и 8 тыс. л.н. [Каплин 1985].

Статистическая обработка данных показала: 1) поднятые мор-

ские террасы формировались в основном во время крупных межледниковых эпох, а погруженные — во время ледниковых, т.е. гляцио-эвстатический фактор был основным в изменениях уровня океана в плейстоцене; 2) сходство высот эемских террас в различных районах при условии тектонической стабильности свидетельствует о незначительности негляциогенной геоидальной эвстазии и тектоноэвстазии в масштабах позднего плейстоцена. Гляциогенные изменения формы геоида, вероятно, происходили не только в последние 15 тыс. лет, но и ранее, например, в средневюрмское время; 3) в течение эемского (микулинского, сангамонского), а возможно, и предшествующих межледниковий происходили значительные (десятки метров) колебания уровня океана, вероятно, также гляцио-эвстатической природы; 4) необходимо совершенствование методов абсолютного датирования плейстоценовых береговых линий, достижение сопоставимости различных методов. Особенно важно развитие датирования ранне-среднеплейстоценовых береговых линий, охват исследованиями умеренных и высоких широт, изучение погруженных береговых линий путем отбора длинных кернов в результате бурения на внешнем шельфе и в укрытых от волнения бухтах.

Необходимо развитие в этой связи гелий-уранового, термолюминесцентного, аминокислотного и других методов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Лакин Н.В. О датировании раковин морских моллюсков по соотношению Th/U^{234} // Геохимия. 1976. № 1. С. 1724—1734.
- Безродных Ю.П., Назаров Б.В. Строение и условия накопления плейстоценовой толщи осадков шельфовой зоны Центральной Чукотки // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 38—39.
- Брайзм Дж.К. Аминокислотная геохронология четвертичных трансгрессий на Арктической прибрежной равнине Аляски и возможности их корреляций с четвертичными событиями на Камчатке и Чукотке, СССР // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 40—41.
- Каплин П.А. Четвертичные береговые линии // XI конгр. ИНКВА: Итоги и перспективы. М.: Наука, 1985. С. 33—45.
- Каплин П.А., Бадюков Д.Д., Селиванов А.О. Изучение береговых линий последних 15 тыс. лет (обзор) // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 5—16.
- Рязанцев А.А., Мечетин А.В., Херш-берг Л. Б., Караулова Л. П. Стратиграфия четвертичных отложений шельфа северо-западного сектора Японского моря // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 250—251.
- Свиточ А.А., Базилевская Л.И., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н. Развитие побережья и верхней части шельфа юго-восточной Чукотки в плейстоцене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 211—218.
- Bender M.L., Fairbanks R.C. Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies // Bull. Geol. Soc. Amer. 1979. Vol. 90, N 6. P. 577—594.
- Bribion P., Hoang C.T., Wehrock A. Interet des coupes d'Agadir-Port pour l'etude du Pleistocene superieur marin du Maroc // Bull. Mus. nat. hist. natur. C 1954.

Vol. 6, N 2. P. 129—151.

Butzer K.W. Geological and ecological perspectives on the Middle Pleistocene // After the Australopithecines. The Hague, 1975. P. 857-874.

Chappell J. A revised sea-level record for the last 300000 years from Papua New Guinea // Search. 1983. Vol. 14, N 3/4. P. 99—101.

Cronin T.M., Bybell L.M., Poore R.Z. et al. Age and correlation of emerged Pliocene and Pleistocene deposits, US Atlantic coastal plain // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. Vol. 47, N 1. P. 21—51.

Fanale F.P., Schaeffer O.J. Helium-uranium ratios for Pleistocene and Tertiary fossil aragonites // Science. 1965. Vol. 149. P. 312—313.

Gascoyne M. Uranium-series ages of speleothems from Bahaman Blue Hole and their significance // Cave Sci. 1984. Vol. 11, N 1. P. 45—49.

Giresie P., Hoang Chi L., Kouyoumou-zakis G. Analysis of vertical movements deduced from a geochronological study of marine Pleistocene deposits. Southern Coast of Angola // J. Afr. Earth Sci. 1984. Vol. 2, N 2. P. 177—187.

Gupta S.C. Quaternary sea-level changes of the Saurashtra coast // Ecology and archaeology of Western India. New Delhi, JPWT7.P: 181—193.

Harmon R.S., Millerer R.M., Kriausa-й kill N. et al. U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. i; 1983. Vol. 44, N 1. P. 41—70.

Linke G. Correlation of North Eurasian marine series with Central European marine Eemian and Holsteinian interglacial deposits, based on new $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ESR dates // 27-й Междунар. геол. конгр.: Tw. M.: Наука, 1984. T. 9, ч. 2. C. 81 — 82.

Machida H. Pleistocene sea-level changes in South Kanto, Central Japan, analysed by tephrochronology // Quaternary studies. ; Wellington (N.Z.), 1975. P. 75—89.

Mangerud J., Sönslegaard E., Sejrup H.-P., Haldersen S. A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjosanger, Western Norway // Boreas. 1981. Vol. 10, N 2, P. 137—208.

Marshall J.F., Davits P.J. Last interglacial reef growth beneath modern reefs in the Southern Great Barrier Reef // Nature. 1984. Vol. 307, N 5946. P. 44-46.

Naruse Y., Ota Y. Sea-level changes in the Quaternary in Japan // Lake Biwa. Dordrecht etc., 1984. P. 461—473.

Paskoff R., Sanlaville P. Sur les dépôts tyrrhéniens et würmiens des littoraux de la Méditerranée occidentale // C.r. Acad. sci. D. 1982. V. 294, N 11. P. 737—740.

Radtke U. Elektronenspin-Rezonanz Al-terdatierungcn fossiler Mollusken in "Beach-rock-Generationen" Latiums, Mittelitalien // Essen.Geogr.Arb. 1983. Bd. 6. S. 181—215.

Song-Ling Z., Hong-Cai Z. Stratigraphic division and sea-level change in central region of Bohai Sea since 200, 000 years // 27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. M.: Наука, 1984. T. 1. C. 430.

Szabo B.J., Miller C.H., Andrews J.T., Sluiver M. Comparison of uranium-series, radiocarbon and amino-acid data from marine mollusks, Baffin Island, Arctic Canada // Geology. 1981. Vol. 9. P. 451—457.

Szabo B.J., Tracey J.I., Guter E.R. Ages of subsurface stratigraphic intervals in the Quaternary of Enevetok Atoll, Marshall Islands // Quatern. Res. 1985. Vol. 23, N 1. P. 54—61.

Van Donk J. An O^{18} record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. Vol. 145. P. 147—164.

Verhmiller J.F. A review of amino-acid racemization studies in Quaternary mollusks: stratigraphic and chronologic applications in coastal and intertidal sites. Pacific and Atlantic coasts. United States, United Kingdom, Baffin Island and tropical

islands // *Quatern. Sci. Rev.* 1982. Vol. 1.N2. P. 83—120.

Yoshikawa T., Ola Y., Jonekura N. et al. Late Quaternary tectonic movements in the northeastern part of the North Island, New Zealand // 24th Intern. Geogr. Congr.: Abstr. Main Sess. Tokyo, 1980. Vol. 1. P. 64—65.

Zagwijn W.H. Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian // *Geol. en mijnbouw*. 1983. Bd. 62, N 3. S. 437—450.

ДРЕВНИЕ БЕРЕГА РОССИИ

Каплин П.А., Селиванов А.О.

Древние морские берега – один из наиболее информативных геолого-геоморфологических комплексов, позволяющих анализировать палеогеографическую обстановку на разных этапах развития природной среды. Древние морские береговые комплексы в результате изменений уровня океана и его морей, тектонических и иных причин могут оказаться на различных высотах относительно современного уровня моря. Колебания уровня моря определяют основные геоморфологические и геологические особенности огромных прибрежных территорий и шельфов, создавая при этом своеобразные формы рельефа и геологических формаций, достаточно узнаваемые при фациальном анализе. Геолого-геоморфологические признаки изменений уровня моря – наиболее надежный источник для проведения палеогеографических реконструкций и корреляции событий геологической истории Земли.

Особенно масштабными изменения уровня моря стали в четвертичное время, когда периодическое развитие и разрушение ледниковых щитов в сочетании с другими факторами неоднократно приводило к изменениям среднего уровня океана на 100 – 130 м. Это неизбежно сказывалось на развитии контактной зоны между материками и океаном и нашло сравнительно полное отражение в геологической летописи и строении рельефа.

В целом в плейстоцене и голоцене преобладали два относительно устойчивых состояния уровня океана, а также климатической и гидрологической систем, а именно «ледниковое» и «межледниковое». В сравнительно короткие переходные периоды между этими состояниями уровень океана менялся со скоростью до 20 – 25 мм/год, а на некоторых берегах из-за воздействия изостатических и тектонических факторов – еще быстрее.

Наиболее высокие уровни морей России, по нашим данным [Каплин, Селиванов, 1999], связаны с межледниковыми эпохами среднего плейстоцена (350 – 300 и 230 – 200 тыс. л. н.) и начала позднего плейстоцена (140 – 80 тыс. л. н.). Средний уровень Мирового океана при его максимальном подъеме не превышал современ-

ный более чем на 15 м в среднем плейстоцене и на 7 м – в начале позднего плейстоцена.

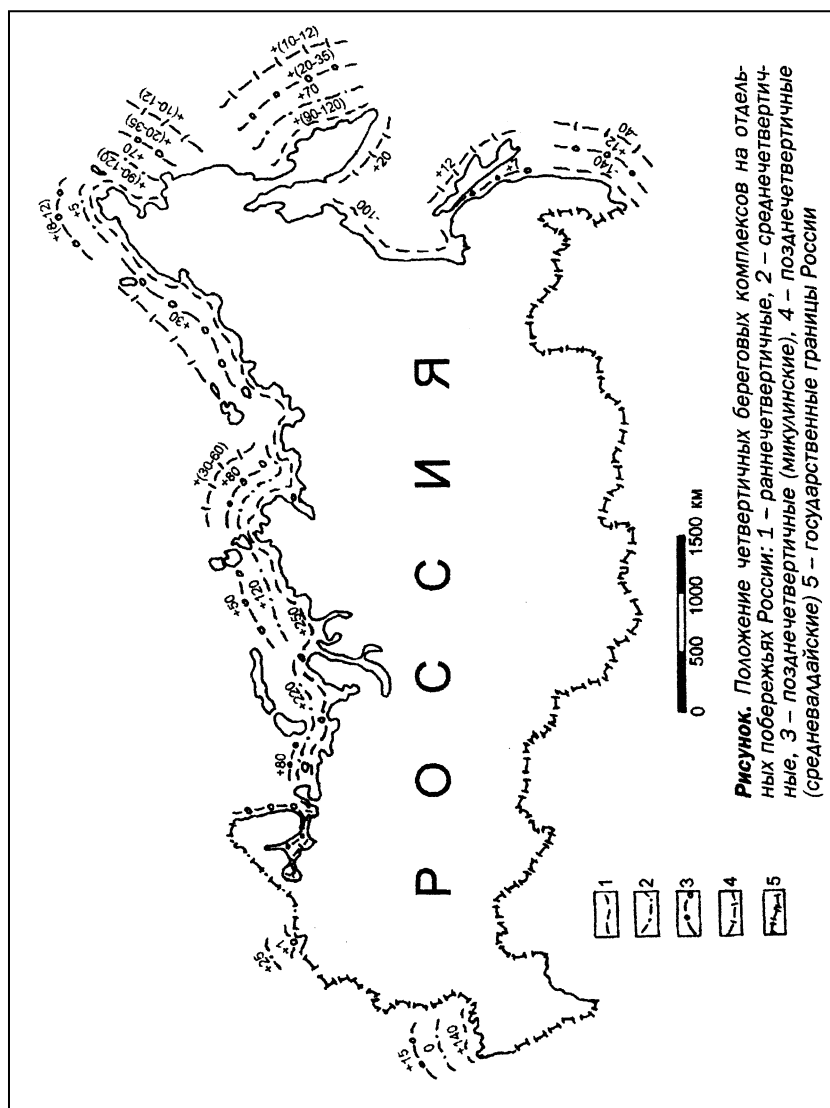
Низкое положение уровня Мирового океана характерно для ледниковых эпох. В максимальную фазу последней ледниковой эпохи (20 – 17 тыс. л. н.) он составлял минус 100 – 130 м. Возможно, что в одну из ледниковых эпох среднего плейстоцена уровень океана был еще на 10 – 20 м ниже. Следует отметить, что данные по древним берегам на шельфе довольно фрагментарны и они требуют дальнейшего исследования.

Таким образом, для плейстоцена основными являются гляцио-эвстатические колебания уровня океана [Каплин, 1993; Селиванов, 1996]. Однако тектонические и изостатические деформации, а также изменения формы поверхности океана, связанные с изменениями гравитационного поля (геоидальный фактор), играли значительную роль в изменениях относительного уровня моря на том или ином участке побережья в отдельные периоды плейстоцена и приводили к формированию как высокоподнятых, так и глубокопогруженных древних берегов.

Авторы настоящей статьи предприняли попытку проанализировать изменения уровня моря и берегов России в прошлом, обобщив литературные и собственные материалы [Каплин, Селиванов, 1999]. На основе этого обобщения возникла потребность провести корреляцию береговых комплексов морей России по отдельным этапам плейстоцена (рисунок). Однако при такой корреляции возникают большие трудности, связанные с разными причинами. Одна из главных – неравномерная изученность береговых комплексов на разных побережьях.

В областях древнего оледенения ледники часто уничтожают древние береговые комплексы, в то время как в более южных районах, особенно в условиях гумидного климата, они могут консервироваться. Даже в тех районах, для которых имеются сравнительно полные данные по новейшей истории побережий, степень репрезентативности и сопоставимости результатов, полученных отдельными исследователями, остается невысокой в силу применения ими различных методических подходов к геолого-геоморфологическому изучению следов уровня моря в прошлом, использования различных геохронометрических методов. Крайне фрагментарными остаются данные об изменениях уровня морей России в раннем и среднем плейстоцене, отсутствует методика критического анализа и использования разнородных данных о колебаниях уровня моря.

Перечисленные выше трудности очень осложняют корреляцию древних береговых комплексов по временным срезам, и авторы прекрасно понимают, что материал, представляемый в статье, имеет фрагментарный характер.



В целом не вызывает сомнения, что в масштабах планеты основным механизмом крупных изменений уровня океана был гляцио-эвстатический. Анализируя колебания уровня морей России, следует провести их сопоставление с ледниково-межледниковыми циклами. К сожалению, представления об этих циклах даже для Русской равнины противоречивы. Существует несколько стратиграфических схем, плохо согласующихся между собой, особенно при выделении

комплексов раннего плейстоцена. Поэтому прямые сопоставления трансгрессий с межледниковьями, а регрессий с оледенениями – невозможны. В данной статье в качестве основы для сопоставлений мы использовали новейшую стратиграфическую схему для наиболее изученной Русской равнины, предложенную Н.С. Болиховской [1995].

Особенно трудно поддается анализу эпоха конца плиоцена и начала плейстоцена. По свидетельству многих исследователей, в раннем плейстоцене на большей части побережья Арктики развивалась обширная трансгрессия. Ее уровень достигал на севере Западной Сибири 240 – 250 м, а на Пай-Хое 400 м. Морской бассейн распространялся до Северных и Сибирских Увалов, занимая значительные площади на Печорской и Яно-Колымской низменностях. Однако проблема реконструкции уровня режима арктических морей существенно осложняется значительным воздействием материкового и шельфового оледенения на рельеф и отложения дна и побережья. В Арктике, особенно в ее западном секторе, большую роль играли гляциоизостатические и гидроизостатические движения земной коры. Под нагрузкой ледника побережье погружается на несколько десятков метров, в результате чего происходит подъем относительного уровня моря. Это и дает некоторым исследователям основание для вывода об одновременном развитии оледенений и морских трансгрессий на севере Евразии [Лазуков, 1989; Чочиа, Евдокимов, 1993].

Таким образом, раннечетвертичную трансгрессию арктических морей России на основе имеющихся данных в равной степени можно сопоставлять с межледниковьем этой эпохи (петропавловское, ильинское, мучкапское по Н.С. Болиховской [1995]) или объяснять гляциоизостатическими и тектоническими движениями. По содержащим фауну морским отложениям на Новосибирских островах и Северной Земле А.Н. Молодковым получены ЭПР-датировки 555 – 550 и 535 тыс. л. н., что отвечает скорее всего времени мучкапского (беловежского) межледниковья Русской равнины [Болиховская, Молодков, 2000].

На южном побережье Чукотки раннечетвертичная трансгрессия, впервые выделенная О.М. Петровым [1996] как пинакульская, сформировала в зал. Креста свиту морских осадков с фауной на высотах до 90 – 120 м и соответствующую морскую террасу. На арктическом побережье Чукотского моря отложения этой трансгрессии вскрыты в скважинах на Валькарайской низменности, а в максимальную фазу она, возможно, распространялась до подножия гор [Полякова, 1997].

Высокая тектоническая активность Камчатского п-ова не позволяет определить с достаточной достоверностью раннечетвертичный уровень моря. Отдельные авторы выделяют несколько раннечетвертичных террас на высотах до 1000 м. По мнению И.В. Меле-

кесцева [Камчатка, Курильские..., 1974] в позднем плиоцене и раннем плейстоцене почти вся Камчатка располагалась ниже уровня моря и лишь в среднем плейстоцене подверглась интенсивному воздыманию. Однако не исключено, что масштабы раннечетвертичной трансгрессии сильно преувеличены.

На побережье Охотского моря и Сахалина следы раннечетвертичной трансгрессии не обнаружены. А.П. Кулаков [1980] считает, что в эту эпоху береговая линия располагалась на глубине около 100 м. В Северном Приохотье она не затрагивала современные Гижигинскую и Тауйскую губы. В Южном Приохотье раннечетвертичная береговая линия обходила с севера Шантарские о-ва, которые были частью суши.

В пределах Приморья формы рельефа и отложения, оставленные раннечетвертичными трансгрессиями также не обнаружены. Более того, береговая линия Японского моря, по мнению многих исследователей, располагалась во внешней части шельфа (глубина 120 – 140 м), где она закартирована по полосе распространения грубых галечников, названной «приморским галечным поясом». Отсутствие следов раннечетвертичной трансгрессии на побережье Охотского и Японского морей можно объяснить тектоническим погружением дна и шельфа этих морей.

К концу плиоцена – началу плейстоцена в Черноморском бассейне относятся чаудинские отложения, представленные чаще всего прибрежно-морскими конгломератами и ракушечными известняками, а также морскими глинами с типичной для этой эпохи фауной. В стратотипическом разрезе м. Чауда на Керченском п-ове они слагают поверхность высотой 20 – 25 м, на Таманском п-ове около 40 м, на Кавказе в районе Туапсе 100-105 м, а в районе Сочи до 140 м [Федоров, 1978]. На подвергающейся интенсивному тектоническому погружению Колхидской низменности чаудинские отложения залегают на глубине 200 – 250 м. Изменчивость высот чаудинских морских образований наглядно показывает значительную дифференциацию тектонических движений вдоль побережья. П.В. Федоров [1978] считает, что уровень чаудинского бассейна был в целом несколько ниже современного, а А.А. Свиточ с коллегами [1998] предполагает, что в чаудинское время уровень Черного моря мог подниматься на 3 – 5 м относительно современного. Некоторые исследователи [Чепалыга и др., 1989] разделяют чаудинское время на две эпохи, соответствующие двум трансгрессиям, между которыми происходила неглубокая эмонская регрессия. Возможно, два трансгрессивных этапа чауды можно сопоставлять с выделенными Н.С. Болиховской [1995] двумя ильинскими межледниковьями раннего плейстоцена. В пределах российского побережья Балтийского моря следы раннечетвертичных трансгрессий не обнаружены.

Таким образом, на многих побережьях морей России фиксируются формы рельефа и отложения раннечетвертичного высокого

положения уровня океана. Возможно, что на отдельных побережьях мы имеем дело с несколькими разновозрастными трансгрессиями, поскольку за это время отмечено несколько (до четырех) ледниково-межледниковых циклов. Однако современные методы не позволяют детально расчленять прибрежно-морские отложения этого периода. Кроме того, активные изостатические и тектонические процессы в значительной степени дифференцируют высотное положение этих образований.

Обратимся к среднему плейстоцену. По новейшим данным Н.С. Болиховской [1995], в среднем плейстоцене выделяются три межледниковья: лихвинское, чекалинское и черепетьское. Согласно ЭПР-датировкам лихвинское межледниковье приходится на временной интервал 455 – 360 тыс. л. н., чекалинское – на 340 – 280 тыс. л. н., а черепетьское – около 220 тыс. л. н. [Болиховская, Молодьков, 2000]. Однако столь дробное расчленение среднеплейстоценовых древних берегов России невозможно, хотя данные по побережьям всего Мирового океана позволяют выделить поднятые берега возрастом 350 – 300 и 230 – 200 тыс. л. н. [Каплин, Селиванов, 1987].

Для арктических побережий России данные о трансгрессивных толщах среднего плейстоцена и соответствующих им формах рельефа крайне фрагментарны и разноречивы. И.Д. Данилов [1989] полагает, что среднему плейстоцену на побережье Печорского моря соответствует аккумулятивная поверхность на высоте 180 – 220 м, сложенная алевроито-глинистыми отложениями с морской фауной моллюсков. Подобные отложения описаны на о. Колгуев, где они датированы ЭПР-методом 210 – 205 тыс. л. н. [Молодьков, 1995].

На Кольском побережье и в Карелии следы среднеплейстоценовой трансгрессии не обнаружены. В противоположность этому, на Западно-Сибирской низменности среди четырех или даже пяти-шести поднятых комплексов морских отложений выделены две среднеплейстоценовые толщи. Они характеризуют наиболее обширную салехардскую (санчуговское межледниковье середины позднего плейстоцена) и туруханскую (обское межледниковье конца среднего плейстоцена) трансгрессии. Во время салехардской трансгрессии относительный уровень моря достигал 100 – 120 м как на западной, так и на восточной окраинах Западно-Сибирской низменности. Отложения и береговые формы двух среднеплейстоценовых трансгрессий обнаружены также на о-вах Северная Земля, где они датированы ЭПР-методом 300 и 170 тыс. л. н. [Молодьков, 1989].

На побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского поднятые среднеплейстоценовые береговые комплексы не обнаружены. Лишь в низовьях р. Колымы предположительно к среднему плейстоцену относятся пески халлерчинской свиты, залегающие в разрезах на отметках до 3 – 8 м.

Достаточно четкая и полная серия четвертичных морских трансгрессивных толщ выявлена на юге Чукотки. О.М. Петров

[1996] обосновал существование среднечетвертичной Крестовской трансгрессии до отметок 40 – 70 м выше современного уровня моря. В работе [Новейшие отложения..., 1980] в пределах крестовской свиты были выделены признаки трех трансгрессивных фаз уровня моря, последняя из которых скорее всего относится к позднему плейстоцену.

Среднеплейстоценовые морские отложения с фауной сравнительно тепловодных арктобореальных моллюсков, фораминифер, остракод и диатомовых водорослей обнаружены на отметках до 5 м над уровнем моря в скважинах и в шахтах в пределах Валькарайской низменности (побережье Чукотского моря). Эта свита датирована термолюминесцентным методом 370 – 240 тыс. л. н. [Тараканов и др., 1974].

Предпринималось довольно много попыток выделения на Камчатке и Курильских о-вах среднеплейстоценовых поднятых морских и прибрежно-морских комплексов. На этих побережьях развиты многочисленные террасовидные поверхности на высотах до 1000 м. Однако из-за отсутствия в разрезах этих поверхностей отложений с морской фауной генезис этих поверхностей крайне проблематичен. Между тем известны попытки корреляции древних берегов вдоль восточного побережья Камчатки и побережий Курил. Высота поверхностей, считающихся одновозрастными, на протяжении сотен километров изменяется в несколько раз. При этом к среднему плейстоцену относят поверхности на высотах более 700 м [Каплин, 1973]. Корреляция этих поверхностей проведена преимущественно на основе сопоставления геоморфологического положения террас с ледниковыми и водноледниковыми толщами, возраст которых нельзя считать установленным. Однако нельзя исключать наличие среднеплейстоценовых морских террас на Камчатке и Курилах. Между тем в результате развития этих побережий в условиях активного тектонического поднятия и абразионного характера берегов здесь не сформировались достоверные признаки высокого положения уровня моря. Поэтому можно констатировать лишь существование некоторого количества абразионных террас, не имея возможности определить их возраст [Каплин, 1973]. Немногочисленные прибрежно-морские аккумулятивные образования в этом регионе относятся к позднему плейстоцену.

Сказанное выше о поднятых морских образованиях среднего плейстоцена в значительной мере относится и к о. Сахалин. Здесь также выделяется лестница террасовидных поверхностей, причем прибрежно-морской генезис наиболее высоких из них сомнителен. На этих поверхностях отсутствуют покровы прибрежно-морских отложений, поэтому интерпретировать их генезис и возраст невозможно.

Совсем другими причинами обусловлено отсутствие поднятых среднеплейстоценовых, а также раннеплейстоценовых береговых

комплексов на побережьях Охотского и Японского морей. Дно их испытывало устойчивое погружение в течение почти всего плейстоцена и древние берега, относящиеся к трансгрессиям, следовало бы искать на шельфе. Однако они, скорее всего, уничтожены во время трансгрессий и регрессий позднего плейстоцена, особенно во время послеледникового подъема уровня океана, когда быстро перемещавшаяся по поверхности шельфа прибойная зона способствовала переработке рельефа и осадков предшествующих периодов [Каплин, 1993].

В Черном море со средним плейстоценом сопоставляют длительный эвксино-узунарский этап развития бассейна [Хорева, 1988]. Древние берега этого периода представлены на Кавказском побережье террасами высотой 60 – 65, 48 – 50, 40 – 45 и 35 – 37 м. На участке между Сочи и Гагрой высоты террас увеличиваются до 90 – 120 и 60 – 80 м соответственно. В Приазовье, на Керченском и Таманском п-овах, а также в низовьях Днепра эвксино-узунарские отложения почти не вскрываются на поверхности. Они обычно представлены морскими, но не береговыми, фациями и залегают ниже уровня моря. Морские и береговые эвксино-узунарские образования многими исследователями подразделяются на две самостоятельные трансгрессивные свиты. При этом древнеэвксинская трансгрессия сопоставляется с лихвинским межледниковьем, а узунларская, скорее всего, – с чекалинским. Во время обеих трансгрессий уровень Черного моря был близок к современному или слегка превышал его.

На российском побережье Балтики в строении четвертичной толщи преобладают ледниковые комплексы отложений, которые соответствуют трем ледниковым эпохам. Морские отложения здесь встречаются фрагментарно. Видимо, основная их часть была уничтожена или переработана ледниками. Среди среднеплейстоценовых морских образований в Калининградской области выделяются морские отложения лихвинского межледниковья. Мощность отложений составляет от 6 до 18 м. Они содержат солоноводные формы диатомей. Кровля морских межледниковых отложений лихвинского возраста находится на высоте 20 – 26 м. В.К. Гуделис [1973] считает, что во второй половине лихвинского межледниковья в этом регионе существовал морской залив. Побережье в этот период было тектонически опущено, поэтому уровень лихвинского моря был на 40 – 50 м ниже современного. В дальнейшем побережье активно воздымалось под действием тектонических процессов.

В позднем плейстоцене, как известно, выделяется, кроме современного, микулинское (земское) межледниковье, которое изучено наиболее полно. Это межледниковье было достаточно длительным, от 140 до 70 тыс. л.н. [Болиховская, Молодьков, 2000]. Ему соответствуют широкораспространенные на берегах морей России поднятые береговые комплексы, сформировавшиеся в период гля-

циоэвстатической трансгрессии. Однако во многих регионах поднятые древние берега являются более молодыми и относятся к внутривалдайскому потеплению. Это потепление некоторые исследователи относят к рангу межледникового, получившего название мологосексинского. В среднем валдае было, по новейшим данным, несколько стадийных потеплений [Болиховская, 1995]. В то же время данные по древним берегам Мирового океана не подтверждают представления о подъеме его уровня в среднем валдае до современных отметок [Селиванов, 1996].

Исследования в разных районах Мирового океана свидетельствуют, что его уровень за период последнего оледенения не превышал современный. Отмечены его повышения от отметок минус 100 – 130 м до минус 30 м, что можно связать с межстадиальными потеплениями [Каплин, 1993; Селиванов, 1996]. Во время межстадиальных потеплений на шельфе формировались береговые формы рельефа и отложения, сохранившиеся в закрытых и полузакрытых акваториях, где они слабо затронуты процессами, связанными с послеледниковой трансгрессией. Таким образом, береговые образования среднего валдая, обнаруженные в разных регионах выше современного уровня моря, следует считать тектонически поднятыми.

Межледниковая микулинская трансгрессия широко проявилась на арктическом побережье России. В Карелии, на Кольском п-ове, а также в бассейнах рек Онеги, Северной Двины, Мезени и Печоры выше современного уровня моря распространены отложения так называемой бореальной трансгрессии, характеризующиеся тепловодной фауной и сопоставляемой с межледниковьем начала позднего плейстоцена. На берегах Печорского моря они залегают на высоте до 80 м, в бассейне Северной Двины до 100 м и более 100 м в центральной части Кольского п-ова. В наиболее изученных разрезах низовий рек восточной части Кольского п-ова вскрываются два горизонта морских отложений, перекрытых моренной толщей. Нижний морской горизонт на высоте от 20 – 25 до 40 м над уровнем моря представлен глинами и суглинками с обильной фауной моллюсков эпохи бореальной трансгрессии. По изотопам уранового ряда моллюски из этих отложений датируются от 82 до 120 тыс. л.н. [Молодьков, 1989], т. е. время формирования этих отложений соответствует микулинскому межледниковью.

Выше по разрезу залегают отложения сравнительно холодноводной стрельнинской трансгрессии, представленные прибрежно-морскими фациями. Возможно, эти отложения относятся к одному из валдайских теплых межстадиалов.

Ранне- или средневалдайская морская трансгрессия (онежская, беломорская) наиболее широко распространялась в южной и восточной частях Белого моря. Наиболее детальное расчленение и датирование прибрежно-морских отложений выполнено в бассейне р. Мезень [Молодьков, 1989]. Их возраст по ТЛ-данным составляет

от 62 до 45 тыс. лет, а по торий-урановым датировкам раковин моллюсков – в среднем 48 тыс. лет. Радиоуглеродные датировки преимущественно запредельные, хотя имеется несколько конечных датировок от 50 до 30 тыс. лет [Пуннинг, Раукас, 1985].

Более поздние древние берега Баренцева и Белого морей образовались в результате сложного взаимодействия гляциоэвстатических процессов, связанных с разрушением последнего материкового оледенения, и гляциоизостатических поднятий суши.

Бореальная трансгрессия, впервые выявленная в европейском секторе Арктики, проявлялась и восточнее. В Западной Сибири она получила название казанцевской. По данным многих авторов, она была наиболее тепловодной за весь плейстоцен. В максимальную фазу этой трансгрессии уровень моря на большей части Западно-Сибирской низменности достигал 50 – 70 м, а на Таймыре – 80 м.

Вторая позднеплейстоценовая трансгрессия, получившая в Западной Сибири название каргинской, фиксируется на многих побережьях Арктики. В низовьях Енисея и на северо-западе Таймыра прибрежно-морские отложения, представляющие каргинский береговой комплекс и образующие террасовидные поверхности на высоте от 25 – 30 до 40 – 60 м, датируются радиоуглеродным методом от 55-50 до 30-23 тыс. л. н. [Вейнсберг, 1986]. Каргинские формы рельефа и отложения обнаружены на Северной Земле на высоте от 15 – 17 до 80 – 85 м и датируются радиоуглеродным методом от 43 до 25 тыс. л. н. [Арсланов и др., 1980]. На Ямале возраст каргинских отложений составляет от 45 до 22 тыс. лет.

В разрезах прибрежных низменностей морей Восточной Арктики под отложениями континентального едомного комплекса вскрываются один или два горизонта прибрежно-морских отложений на высоте около 20 – 30 м. Эти две серии осадков по комплексу фораминифер и остракод можно сопоставить с казанцевским и каргинским межледниковьями. На многих участках побережья следы этих двух трансгрессий выражены в рельефе в виде террасовидных поверхностей.

Интересно, что на шельфе Восточно-Сибирского моря, у входа в Чаунскую губу, на глубине около 15 м располагается древняя песчаная аккумулятивная береговая форма возрастом $33,8 \pm 0,5$ тыс. лет [Вейнсберг, 1986].

На Чукотке по стратиграфической схеме О.М. Петрова [1966] позднечетвертичному времени соответствуют валькарайские (высота 20 – 35 м) и амгуэмская (10 – 12 м) трансгрессии. Наиболее тепловодной была амгуэмская трансгрессия, сопоставляемая с каргинской в Сибири и воронцовской на Аляске. В позднейших исследованиях [Иванов, 1982] валькарайские трансгрессивные отложения южной Чукотки были разделены на два горизонта, нижний из которых сопоставляется с казанцевской трансгрессией, а верхний, из которого получены радиоуглеродные датировки от 37 до 38 тыс. л. н., – с кар-

гинской. Сходные датировки от 35 до 33 тыс. л. н. получены для лагунных отложений северной Чукотки на высоте 8 – 12 м над уровнем моря [Тараканов и др., 1974]. Амгуэмская трансгрессия, видимо, происходила позднее. Однако детальное стратиграфическое положение этих трансгрессий не столь важно. Очевидно, что в пределах Чукотки обнаружены следы двух позднечетвертичных трансгрессий.

Как уже отмечалось выше, большие трудности возникают при выделении и корреляции древних берегов преимущественно в горных районах, испытывающих активные дифференцированные тектонические движения, а именно на Корякском нагорье, Восточной Камчатке и Курильских островах. Несомненно, некоторые абразионные террасовидные поверхности в этих регионах можно связать с позднечетвертичными трансгрессиями. Видимо, это террасы высотой 20 – 30 и 50 – 70 м на востоке Камчатки [Хорева, 1988] и 10 – 15 м на Командорах [Разжигаева и др., 1997]. Абразионно-аккумулятивная поверхность высотой до 80 м по лагунным илам датирована по C^{14} около 40 тыс. л. н. на о. Кунашир и от 47 до 27 тыс. л. н. на о. Итуруп. Р.Ф. Булгаков [1994] прослеживает каргинский древний берег вдоль Южно-Курильской гряды и приходит к выводу об общем увеличении его высот с юга на север.

На побережье Западной Камчатки выделены морские поверхности на высоте 5 – 6, 10 – 12 и 18 – 22 м. Они представлены террасами, клифами, иногда сериями береговых валов. Верхняя 20-метровая терраса по радиоуглеродным датировкам (от 39 до 31 тыс. л. н.) может быть отнесена к каргинскому времени [Шлюков и др., 1975].

В Северном Приохотье [Ананьев и др., 1988] зафиксированы террасы высотой от 82 до 112 м, датированные ТЛ-методом около 50 тыс. л. н. и на высоте 40 – 50 м – 17 тыс. л. н., т.е. соответствуют максимуму вюрмской регрессии океана. Учитывая постоянное погружение дна и побережья Охотского моря, вряд ли можно согласиться с выводами цитируемых авторов. Выскажем два предположения:

- 1) возраст террасовидных поверхностей определен неверно;
- 2) поверхности являются не морскими, а структурно-тектоническими.

Более правдоподобные данные о казанцевском возрасте 5 – 7-метровой морской террасы имеются для материкового побережья Татарского пролива. ТЛ-методом ее отложения датируются 128 и 109 тыс. л. н. [Кузьмина и др., 1997]. С другой стороны, в западной части Сахалинского залива (на глубине 23 м) описана погруженная древняя береговая форма, датированная $30,5 \pm 0,1$ тыс. л. н. Она соответствует каргинскому времени [Вейнбергс, 1986]. На Сахалине абразионно-аккумулятивная терраса каргинского времени на высоте 9,5 – 12 м датирована радиоуглеродным методом 37 – 28 тыс. л. н.

В Приморье к последнему межледниковью, вероятно, можно

отнести террасы на высоте 10 – 12 и 4 – 6 м. Каргинский возраст, очевидно, имеют комплекс подводных лагунных баров, протягивающихся вдоль всего побережья Приморья на глубинах от 19 – 26 м на юге до 38 – 44 м – на севере региона. Радиоуглеродный возраст лагунных торфяников составляет от 42 до 27 тыс. лет [Внучков и др., 1975].

В черноморском бассейне последнему межледниковью отвечают карангатские древние берега [Каплин, Невесский, 1961; Федоров, 1978]. Они прослеживаются на высоте 5 – 7 м на Таманском п-ове, 8 – 12 м на Керченском п-ове и 12 – 15 м на Кавказском побережье. Имеется несколько ионий-урановых датировок карангатских отложений в диапазоне от 133 до 110 тыс. л. н. [Свиточ и др., 1998]. Среднеюрмская трансгрессия на берегах Черного моря не доказана, хотя были попытки выделить на основании ошибочных радиоуглеродных датировок так называемую сурожскую трансгрессию. Скорее всего, к среднему вюрму относится подъем уровня моря до отметок минус 20 – 30 м, когда были созданы погруженные аккумулятивные береговые формы на северном шельфе Черного моря. Эти формы датируются по C^{14} 40-25 тыс. л. н.

Некоторые признаки позднечетвертичных трансгрессий сохранились на российских берегах Балтийского моря. Микулинские морские и прибрежно-морские отложения отмечены лишь на побережье Финского залива на высоте, едва превышающей современный уровень моря. Эти морские отложения залегают между моренами московского и валдайского возраста. На побережье широко развиты прибрежно-морские и озерно-морские отложения позднеледникового и голоценового возраста, фиксирующие сложную историю Балтийского моря в эту эпоху. К сожалению, объем настоящей статьи не позволяет нам более детально охарактеризовать древние берега позднего валдая и голоцена как на Балтийском побережье, так и в других регионах России. По этим берегам имеется обширный материал, но надежность его не всегда достаточна.

Выводы

1. На побережьях России поднятые раннеплейстоценовые древние берега достигают наибольшего распространения в Арктике, на побережьях южной Чукотки, в Черном море и отсутствуют на побережьях Охотского, Японского и Балтийского морей.

2. Среднеплейстоценовые поднятые береговые комплексы изучены на побережье Печорской и Западно-Сибирской низменностей, где обнаружены следы двух трансгрессий этого возраста. На Чукотке и на побережье Черного моря, а также в Калининградской области на Балтике также зафиксированы два трансгрессивных комплекса среднего плейстоцена. Они отсутствуют на побережьях Охотского и Японского морей, что, видимо, связано с длительным погружением дна и шельфа этих морей.

3. Древние берега, сформировавшиеся в позднем плейстоцене,

соответствуют гляциоэвстатической трансгрессии последнего межледниковья. Они обнаружены в западном секторе Арктики, на Западно-Сибирской низменности, фрагментарно в Восточной Арктике, а также на южном побережье Чукотского п-ова, в черноморском бассейне и в Финском заливе. Возможно, микулинская трансгрессия оставила следы в виде абразионных террас на Корякском нагорье, Восточной Камчатке, Курильских островах и на Сахалине.

4. На побережьях морей России исследованы древние береговые образования, возникшие в эпохи средневалдайских потеплений, когда уровень океана находился на отметках минус 30 – 40 м. Они широко распространены в Арктике, на Чукотке, Западной Камчатке и Сахалине. В Южном Приохотье, в Приморье и на Черном море средневалдайские береговые аккумулятивные формы, находящиеся на глубине от 20 до 40 м, изучены на шельфе.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Бодрова О.В., Смирнова Т.И., Пахомов А.Ю. Особенности рельефа и рыхлых отложений древней береговой зоны Северного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 26-35.
- Арсланов Х.А., Макеев В.М., Барановская О.Ф., Малаховский Д.Б., Тертычная Т.В. Геохронология и некоторые вопросы палеогеографии второй половины позднего плейстоцена Северной Земли // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 168-175.
- Болховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 272 с.
- Болховская Н.С., Молодьков А.Н., 1999. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии. // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Ред. П.А. Каплин и Н.Г. Судакова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. С. 149-178.
- Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене: Автореф. дис. канд геогр. наук. МГУ, 1994. 20 с.
- Вейнбергс И.Г. Древние берега Советской Балтики и других морей СССР. Рига: Зинатне, 1986. 168 с.
- Внучков В.А., Каплин П.А., Шлюков А.И. Древние береговые линии на шельфе Японского моря // Докл. АН СССР. 1975. Т. 228. № 4. С. 914-916.
- Гуделис В.К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1973. 263 с.
- Данилов И.Д. Плейстоцен-голоценовая история арктических морей // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 66-74.
- Иванов В.Ф. Колебания уровня моря у берегов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 190-196.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока // Мелекесцев И.В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н. и др. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. 265 с.
- Каплин П.А. Изменения уровня океана и их влияние на эволюцию окраин континентов // Тенденция развития природы в новейшее время. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. С. 36-83.

- Каплин П.А., Невесский Е.Н. К вопросу о высотах четвертичных морских террас Судацкой бухты // Тр. Океаногр. комис. Т. VIII. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 60-64.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Хронология четвертичных морских террас // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 32.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня моря и берега морей России: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999.
- Кузьмина Н.Я., Талденкова Е.Е., Куликов О.А., Орешкина Т.В., Сулержицкий Л.Д., Туркова М.Е., Хорева И.М., Шумова Г.М., Брай-эм-Грэтт Дж. Стратиграфия и условия образования неоген-четвертичных отложений северо-западной части Татарского пролива // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 65-77.
- Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 174 с.
- Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М.: Высш. школа, 1989. 319с.
- Молодьков А.Н. Опыт использования метода ЭПР-датирования раковин моллюсков четвертичных отложений // Четвертичный период: Стратиграфия. К 28 сессии Межд. геол. конгр. Вашингтон, 1989. М.: Наука, 1989. С. 204-213.
- Молодьков А.Н. Данные ЭПР-хроностратиграфии к динамике развития природных обстановок плейстоцена // Корреляция палеогеографических событий: Материк-шельф-океан // Под ред. А.А. Свиточа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. С. 93-99.
- Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки // Под ред. П.А. Каплина. М.: Наука, 1980. 296 с.
- Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М.: Наука, 1966. 290 с.
- Полякова Е. И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Пуннинг Я.-М.К., Раукас А.В. Палеогеография позднечетвертичного времени Северной Европы // Итоги науки и техники. Сер. палеогеогр. / ВИНТИ. М., 1985. Т. 2. 215 с.
- Разжигиева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Чужан Г.Н. Плейстоценовое осадконакопление в береговой зоне острова Беринга (Командорские острова) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. №3. С. 51-62.
- Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 292 с.
- Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВГ РАН, 1996. 268 с.
- Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова В.И. Строение и абсолютный возраст новейших отложений Валькарайской низменности (Северная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 5. С. 1128-1130.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 163 с.
- Хорева И.М. Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1988. 105 с.
- Чепалыга А.Л., Михайлеску К.Д., Измайлов Я.А. и др. Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Черного моря // Четвертичный период: Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 113-121.
- Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири. Саранск: Изд-во Мордовск. ун-та, 1993. 248 с, 7 отд. карт.
- 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 голоцене // Проблемы геологии шельфа // Под ред. Е. Н. Невесского. М.: Наука, 1975. С. 95-98.

IV. Подводные геоморфологические исследования

ВОДОЛАЗНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРШИН ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ

Проблема происхождения подводных каньонов – одна из дискуссионных в морской геологии. Литература по этому вопросу обширна, а мнения разнообразны. Подводные каньоны расчлениают материковый склон в различных районах земного шара. Большинство их приурочено к областям развития узкого шельфа и крутого материкового склона. В северо-восточном секторе Атлантического океана они прорезают склон крутизной 3 – 5°. У берегов Калифорнии уклон продольного профиля каньонов достигает 6°. Подобно горным ущельям, на суше подводные каньоны имеют крутые стенки и глубокий врез. Нередко они врезаются в дно океанов и морей на 1000 м, спускаясь по материковому склону до глубин 2000 м. Многие из них имеют извилистые очертания в плане и ответвления, напоминающие речные притоки. Подводные каньоны обнаружены как на окраинах океанов, так и во внутренних морях, например, Черном и Средиземном.

Вряд ли есть необходимость перечислять многочисленные гипотезы происхождения подводных каньонов, большинство из них интересно только с точки зрения истории разработки этой проблемы. К тому же они достаточно полно изложены в обзорных статьях и сводных работах по морской геологии [4, 5, 8, 10, 12, 14]. В настоящее время широкое признание получило мнение о том, что в заложении подводных каньонов главенствующую роль играет тектоника, точнее – разрывные тектонические нарушения. Кроме того, в подводных каньонах выделяют отдельные части, моделирование которых происходит вследствие субаэральной эрозии в условиях более низкого уровня океана и деятельности суспензионных (мутьевых) потоков [2]. Подобная постановка проблемы происхождения каньонов при современном уровне наших знаний, очевидно, является наиболее гибкой и приемлемой.

Кайе [9] считает наиболее вероятным возникновение каньонов в результате деятельности суспензионных потоков. По его мнению, эта гипотеза наиболее удовлетворительно объясняет особенности каньонов атлантического побережья Франции. Там каньоны, по данным новейших батиметрических съемок, морфологически однородны, почти одинаковы по размерам, не имеют продолжений на суше и совершенно не похожи на речные системы фран-

цузского побережья. Правда, Кайе оставляет открытым вопрос о возможности глубокого врезания мутьевых потоков в дно, сложенное твердыми породами.

Несомненно, что весьма важные данные для решения проблемы происхождения подводных каньонов могут быть получены при непосредственном изучении и обследовании их от вершин до устьев. До сих пор таких наблюдений в подводных каньонах произведено еще мало, а данные, полученные в результате их, весьма разнородны. По Ф. Шипару [8] изучение склонов каньонов в водолазных скафандрах показало, что они сложены коренными породами, в некоторых случаях гранитами. Подобный же материал дало подводное фотографирование в каньоне близ берегов Калифорнии [15]. Французские геологи, опускавшиеся в некоторые каньоны Средиземного моря в аквалангах, также обнаружили, что они врезаны в коренные породы [9, 13].

При погружении в батискафе в один из каньонов Средиземного моря Гуо и Кусто наблюдали склоны, сложенные илистными отложениями [1]. Гуо удалось также наблюдать мутьевой поток на склоне каньона [11].

Непосредственное обследование каньонов в Черном море до глубин 80 м проводилось в 1960 г. автором и сотрудниками Института океанологии АН СССР – А.С. Иониным и К.Т. Богдановым. Каньоны прорезают материковый склон у побережья Кавказа на участке от г. Сухуми до г. Кобулет. Здесь шельф чрезвычайно сужен, а крутизна подводного склона достигает 7° . Каньоны своими вершинами подходят почти к самому берегу и спускаются до глубины 600 – 700 м. Почти все крупные каньоны располагаются против устьев больших кавказских рек: Ингури, Холи, Риони, Супсы, Келасури. Изучение каньонов Черного моря интересно не только с точки зрения их происхождения. Существует мнение, что вершины каньонов перехватывают гальку, мигрирующую в береговой зоне, и это приводит к дефициту наносов, уменьшению пляжей и, следовательно, к размыву берегов [3].

Подобное суждение основывается, в частности, на данных повторных промеров, показавших большую неустойчивость очертаний вершин каньонов и непостоянство глубин. За длительные периоды происходит то прогрессирующее обмеление каньонов, то внезапное их углубление. Это особенно характерно для Потийского подводного каньона. Например, промеры, произведенные летом 1960 г. экспедицией Института океанологии под руководством А.С. Ионина, позволили выявить значительные изменения глубин в Потийском каньоне по сравнению с 1946 г. В прибрежной части вершина каньона сильно обмелела, а в 200 – 250 м от берега, напротив, глубины по тальвегу каньона увеличились на 6 – 8 м.

В. П. Зенкович [3] считает, что подобные изменения глубин в

каньонах связаны с процессом накопления в них береговых наносов и периодическим сползанием их по тальвегу на большие глубины.

Судя по характеру эхолотных записей, дно и борта Потийского каньона сложены илистым материалом. Это подтвердилось и при водолазном обследовании вершины каньона. При погружении на глубину 30 м было обнаружено, что южный склон каньона сложен черным полужидким илом. Верх по тальвегу каньона илы становятся более плотными и в них появляется примесь песка.

Более подробно нами был обследован подводный каньон Келасури в Сухумской бухте. Этот каньон имеет сложное строение и представляет собой систему глубоких ложбин, разделенных гребнями. Каньон врезан в поверхность подводной равнины. Его склон резким перегибом отделен от равнины и круто уходит на глубину. Глубина вреза вершины каньона достигает 60 – 70 м. Склоны каньона, как показало обследование в аквалангах, имеют неровную поверхность, расчленены вторичными резко выраженными рытвинами, которые разделяются хорошо заметными, иногда острыми гребнями. Общая крутизна склона достигает 30 – 50°, но есть отдельные отвесные участки. В отвесных уступах обнажаются уплотненные илы, имеющие хорошо выраженную горизонтальную слоистость. Иногда на склоне каньона можно заметить небольшие ступени из илистого материала. Ни эти ступени, ни отвесные уступы не простираются на большие расстояния вдоль одной изобаты, нередко отвесные и более пологие участки расположены рядом. На склонах развиты также небольшие оползневые и обвальные цирки полукругом врезанные в склоны. Они имеют отвесную заднюю стенку и характерный «прилавок» в нижней части. Отдельные «глыбы» плотного или иногда с причудливыми острогранными ребрами или карнизами выступают на склонах каньона. При погружении возникает полное впечатление, что спускаешься по очень крутому горному скалистому склону.

Материал, залегающий на склонах каньона, довольно устойчив, хотя наличие обвальных цирков говорит о том, что здесь нередко обвалы и осыпи илистого материала. Кроме того, жидкий ил стекает вниз по вторичным рытвинам, пересекающим склоны каньона. В месте нашего погружения крутые склоны спускаются до глубины 65 м, где они довольно резко переходят в плоское дно каньона. С поверхности дно каньона выстилается слоем полужидкого светло-коричневого ила. Ширина каньона у дна не превышает 15 м. Нам удалось проследовать вдоль тальвега каньона до глубин 80 м. Уклон по тальвегу не превышает 5 – 6°, и характер дна каньона нигде не меняется, оно остается ровным и почти плоским. В нескольких местах на дне и на склонах каньона мы пытались определить плотность ила: рука с небольшим усилием входит в него по локоть.

Пересечение подводного каньона Келасури было сделано на-

ми дважды. В обоих местах мы наблюдали одну и ту же картину: склоны, имеющие крутизну до 50° , сложены илами. Только на одном участке у подножья северного склона каньона на глубине 65 м был обнаружен выход сцементированных галечников, образующих стенку высотой до 1,5 м и протяжением вдоль склона 3 – 4 м. В состав этих галечников входит крупная, хорошо окатанная галька, а также хорошо окатанные валуны размером до 20 см в диаметре. Попытки извлечь отдельные валуны или гальку из толщи не увенчались успехом, так как порода очень плотная. Определить, является ли эта порода конгломератом или просто слежавшимися уплотненными галечниками, не представлялось возможным.

Таким образом, непосредственное водолазное обследование каньонов Черного моря показало, что они врезаются в толщу уплотненных илов. Судя по тому, что на склонах каньонов обнаруживаются выходы горизонтально залегающих илов (в коренном залегании), толща эта имеет значительную мощность, превышающую, видимо, глубину вреза подводных каньонов. Со склонов каньонов Келасури и Потийского были взяты колонки грунта, вскрывшие эту толщу на 4 м. В колонках обнаружено частое переслаивание горизонтов ила и мелкозернистого песка. Мощность отдельных горизонтов не превышает нескольких сантиметров. Песчаный материал преобладает в верхних частях колонок, особенно тех, которые взяты у вершины подводных каньонов.

До настоящего времени считалось, что каньоны Черного моря имеют тектоническое происхождение и заложены по разрывам, пересекающим материковый склон [3]. Однако данные, приведенные выше, заставляют пересмотреть эту точку зрения, по крайней мере, для верхних частей подводных каньонов до глубин 80 – 100 м. Факты, свидетельствующие о том, что склоны каньонов сложены рыхлыми породами и что они являются свежими, активно развивающимися формами, меняющимися, как показали повторные промеры, свои очертания, позволяют предположить их эрозионное происхождение. Несмотря на широкое развитие на склонах подводных каньонов обвальных и оползневых процессов, заполнения их илистым материалом не происходит. Напротив, форма склонов каньонов, их поперечный профиль, весь их облик говорят за то, что это свежие, современные формы подводного рельефа. Видимо, периодически возникающие течения постоянно промывают каньоны, углубляют их, поддерживая склоны крутыми.

О существовании таких течений, способных врезаться в подводный склон, свидетельствует довольно широкое распространение на подводном склоне черноморского побережья Кавказа линейно вытянутых форм рельефа. К ним относятся различного рода ложбины, изученные нами при водолазных обследованиях подводного склона в 1960 г. Они прорезают крутые участки подводного склона, иногда лишь намечаются в рельефе, а чаще выражены довольно

резко.

Первая группа ложбин была обследована в центральной части Сухумской бухты. Ложбины пересекают здесь крутую часть подводного склона (крутизна его до 45°) от глубин 30 м до 70 м. Они начинаются сразу после резкого перегиба, с которого ровная прибрежная часть дна переходит в крутой склон. Относительный врез ложбин в склон достигает 15 – 20 м, ширина их не превышает 30 м. Ложбины разделены равными по ширине гребнями плавных очертаний. Дно ложбин и гребни сложены светло-коричневыми, почти желтыми, неплотными сверху илами. Тальвег ложбин имеет соответственно склону крутой равномерный уклон. На глубине 70 м крутой участок склона переходит в пологую подводную равнину, к которой приурочены устья ложбин.

Вторая группа ложбин была обнаружена против Сухумского мыса на участке подводного склона, достигающего крутизны 30 – 40° . По размерам и взаимному расположению эти ложбины весьма похожи на ложбины, обследованные нами в центральной части Сухумской бухты. Однако, прослеживая строение бортов и днища ложбин Сухумского мыса, можно заметить, что «водоразделы» между ложбинами имеют гребни из валунов, вытянутые параллельно тальвегу ложбин. Борта ложбин покрыты илом с галькой, местами видны четкие следы отрыва и падения илистых масс грунта по склону на дно ложбин. Под илистым грунтом дна ложбин прощупывается галька. Сами ложбины имеют резкие очертания в поперечном сечении, неровные склоны, пересеченные вторичными рытинами.

Интересно отметить, что в пределах крутой части подводного склона мыса Пицунда, который мы обследовали от уреза до глубин 80 м, также обнаруживаются ложбины. Спускаясь вдоль подводного склона мыса Пицунда, можно заметить четко выраженные гребни из крупной гальки и валунов, ориентированные вниз по склону. Эти гребни разделяют слабо врезанные, едва намеченные в рельефе склона ложбины, дно которых сложено песчано-илистым материалом. Можно предположить, что они по своей природе аналогичны ложбинам, пересекающим подводный склон против Сухумского мыса, но по какой-то причине не развились и не достигли значительного вреза.

Обращает на себя внимание тот факт, что все описанные группы ложбин встречаются в пределах очень крутого подводного склона. Формирование этих линейно вытянутых форм можно связывать только с размывающей деятельностью потоков, стекающих по склонам. При этом следует отклонить мысль о том, что ложбины являются затопленными оврагами, сформированными в наземных условиях. Свежие формы склонов ложбин, наличие на них обвалов, неширокий и резкий врез в дно говорит за то, что это не отмирающие формы, а формы развивающиеся, образованные под водой.

Вероятно, описанные ложбины созданы придонными течениями, направленными от берега в сторону моря. К таким течениям относятся так называемые придонные компенсационные противотечения [6]. Они возникают при длительных ветровых волнениях, создающих нагоны воды в береговой зоне. Посредством этих течений осуществляется отток воды от берега. Известно, что компенсационные течения приобретают характер локализованных струй или потоков, движущихся с достаточно большой скоростью [7]. Однако до сих пор считалось, что их действие ограничивается узкой зоной у берега, и они не проникают на большую глубину. Наши данные свидетельствуют о том, что подобные течения могут проникать до глубин 80 – 100 м. Видимо, на крутых подводных склонах возникают мутьевые потоки, которые резко увеличивают свою скорость и, как бы срываясь со склона, прорезают дно глубокими ложбинами.

При современном состоянии знаний о структуре придонных течений береговой зоны вряд ли возможно подробнее описать процессы образования подводных ложбин. Вероятно, эти же течения при определенном сочетании гидрологических условий формируют глубокие подводные каньоны. Открытым остается вопрос о том, могут ли подобные течения прорезать такие крупные формы рельефа как подводные каньоны в коренных породах. Как мы видели выше, данные о том, что встречаются каньоны, врезанные в граниты и другие скальные породы, не единичны. Однако таких подводных каньонов в Черном море, очевидно, нет. Черноморские подводные каньоны, по крайней мере, в своих вершинах, имеют эрозионное происхождение и врезаны в рыхлую толщу придонными потоками.

Водолазное обследование подводных каньонов позволило выяснить роль их в перехвате материала береговых потоков наносов. Можно с уверенностью сказать, что галечный материал в каньоны не попадает; возможен уход через них из береговой зоны лишь части песчаного материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гуо Ж. и Вильм П.*, 1960. На глубине 4000 метров, Судпромгиз., Л.
2. *Живаго А. В. и Удинцев Г. Б.*, 1960. Современные проблемы геоморфологии дна океанов и морей, Изв. АН СССР, сер. географ., № 1.
3. *Зенкович В. П.*, 1958. Берега Черного и Азовского морей, Географгиз, М.
4. *Леонтьев О.К.*, 1955. Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во МГУ.
5. *Линдберг Г.У.*, 1947. Современное состояние проблемы происхождения подводных долин. Сб. «Вопросы географии», № 3.
6. *Лонгинов В. В.*, 1951. О роли придонных компенсационных течений в движении материала на подводном береговом склоне. Изв. АН СССР, сер. геофизич., № 2.
7. *Попов Б. А.*, 1956. Об оттоке нагонных вод в береговой зоне, Тр. Океанограф. комис. АН СССР, 1.
8. *Шипард Ф.*, 1951. Геология моря, ИЛ., М.

9. *Cailleux A.*, 1960. Le systeme hydrographique des canyons sousmarins. Rev. de geomorph. dynamique, N 1, 2, 3.
10. *Cotton C.*, 1953. Submarine canyon hypothesis, New Zealand Science Rev., 62, N 9.
11. *Hout I.*, 1958. Promenades dans les canyons sousmarins, Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam. 1, fasc. 1, Paris.
12. *Kuenen P.*, 1953. Origin and classification of submarine canyons, Bull. Geol. Soc. Amer. 64.
13. *Romanovsky V.*, 1959. La conquete des fonds marine, Paris.
14. *Shepard F.P.*, 1952. Composite origin of submarine canyons, J. Geol., 60, N1.
15. *Shepard F.P. and Emery K.O.*, 1946. Submarine photography of California coast. J. of Geology, 54 (5).

РЕЗУЛЬТАТЫ НЕПОСРЕДСТВЕННОГО ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЯ И НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ ПОДВОДНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Каплин П.А., Ионин А.С.

Подводные исследования имеют первостепенное значение для познания закономерностей развития морских побережий, рельефа прибрежной зоны дна и решения многих вопросов морской геоморфологии. Установлено, что развитие надводных форм рельефа береговой зоны происходит лишь вследствие определенных изменений подводного склона, так как именно здесь протекают основные процессы формирования берега: трансформация энергии штормовых волн и перемещение огромных масс обломочного материала [Зенкович, 1946а, 1962; Леонтьев, 1955а, 1961]. Здесь же формируется под действием волн и сопровождающих их течений особый неповторимый рельеф береговой зоны. Непосредственное изучение этого рельефа, наблюдения за процессами его формирования, выявление особенностей геологического строения прибрежной зоны дна различных районов приближают нас к достаточно полному пониманию динамики береговой зоны, и, следовательно, к решению таких практических задач, как проблема заносимости портов, берегоукрепление, обеспечение безопасности плавания у берегов, поиск и разработка россыпей полезных ископаемых в толщах прибрежных наносов и т. п.

Легководолазная аппаратура при исследовательских работах на морских побережьях начала использоваться в СССР еще в довоенное время. В 1939 г. В.П. Зенкович впервые применил кислородную легководолазную аппаратуру для проведения геоморфологического обследования дна и составления грунтовой карты одного из

заливов Каспийского моря. В следующем году им же на Черном море проводились непосредственные наблюдения за движением на дне гравийно-галечных наносов [Зенкович, 1940, 1946б, 1958].

В послевоенное время подводные исследования в геоморфологических целях проводились уже на многих морях СССР. В различных районах побережья Черного моря подводный склон обследовали В.П. Зенкович, В.В. Лонгинов, В.И. Буданов, А.Т. Владимиров, А.С. Ионин; в Японском море — А.С. Ионин; на Каспии — О.К. Леонтьев, В.Г. Рихтер; на Курильских островах — П.А. Каплин; на берегах Берингова моря — при участии водолазов-специалистов Е.С. Васильева и Ф.М. Куц; в пределах водохранилищ — А.В. Живаго и Ю.С. Кашин [Буданов, 1951, 1954]. Однако настоящий размах подводные геолого-геоморфологические исследования получили лишь в последние годы вследствие внедрения в практику водолазных работ новой аппаратуры — аквалангов. В Институте океанологии АН СССР подводные исследования с аквалангами проводятся с 1957 г. Благодаря им подводные геолого-геоморфологические исследования в прибрежной зоне по возможностям сбора фактического материала почти не уступают в настоящее время наземным работам аналогичного характера.

Подводные исследовательские работы последних лет на Балтийском, Черном, Каспийском морях и Курильских островах позволили получить новый материал по строению дна в прибрежной части моря, разработать методику подводных геолого-геоморфологических исследований [Каплин и Ионин, 1960]. Эти исследования включают разнообразные виды подводных работ: а) сбор образцов грунта или коренных пород и прослеживание изменения характера дна и глубин по створу, проложенному вдоль подводного склона в перпендикулярном к берегу направлении; б) площадное обследование дна, геологическое и геоморфологическое картирование и фотографирование интересных форм рельефа; в) топографическую съемку отдельных участков дна, заложение реперов для наблюдения за изменением рельефа подводного склона, подводное нивелирование; г) фотографирование дна по заданному створу; д) наблюдения за движением и разносом меченной гальки; ж) киносъемку, в частности, съемку движения частиц наносов по дну и во взвешенном состоянии.

Почти все виды перечисленных выше исследований широко применяются при геологическом и геоморфологическом картировании подводного рельефа. Преимущества подводного картирования перед обычной грунтовой съемкой очевидны. Исключительная пестрота фациального состава донных отложений прибрежной зоны не может быть точно отражена на карте путем взятия отдельных проб грунта с палубы судна. Только непрерывное непосредственное обследование подводного склона позволяет точно фиксировать смену в отложениях, обнаруживать отдельные выходы коренных пород, из-

мерять элементы простираения геологических структур. В настоящее время уже накопился некоторый опыт проведения подводной геологической съемки. Картирование грядовых форм донного рельефа на побережье Каспия позволило О.К. Леонтьеву [1955б] выявить контуры затопленных морем антиклинальных структурных форм, которые в пределах Дагестана являются нефтеносными.

Значительные работы по подводной геологической съемке проводятся американскими учеными [Dill, 1958; Dugan, 1960]. Группой американских исследователей под руководством Менарда в результате подводных работ составлена подробная геологическая карта участка морского дна в южной Калифорнии площадью около 1 тыс. кв. миль в масштабе 1: 54 000 [Menard a. oth., 1954]. Интересный метод поисков нефти при помощи подводных работ с ультрафиолетовыми лампами предложен американскими исследователями [Woodbridge R. G. a. Woodbridge R. C, 1959]. Подводные работы по геоморфологическому и геологическому картированию проводятся также в Бельгии и Франции. В частности, во Франции в результате подводных исследований Нестерова составлены подробные грунтовые карты ряда прибрежных районов [Romanovsky, 1959].

Перспективно применение современной водолазной аппаратуры для подводных исследований и в области палеогеографии четвертичного периода. До настоящего времени палеогеографические реконструкции основываются на материалах, полученных при изучении наземных форм рельефа. Однако выше уровня моря на суше можно встретить лишь остатки высоких террас и некоторые другие формы рельефа, свидетельствующие о трансгрессиях, превышающих по амплитуде современный уровень моря. Признаки отступления моря, волновой деятельности в прошлом на более низком уровне скрыты на дне. Таким образом, анализ рельефа суши позволяет судить лишь о тех немногих страницах истории четвертичного периода, которые относятся ко времени высокого положения уровня моря. Кроме того, нужно иметь в виду, что послеледниковое время характеризуется повсеместным повышением уровня Мирового океана, в результате которого субэвразальный рельеф суши большинства побережий Земного шара оказался затопленным. В связи с этим на дне морей оказались свидетельства множества важных и интересных событий истории четвертичного периода нашей планеты. Непосредственное изучение этого рельефа (там, где он сохранился), реконструкции древних погруженных береговых линий, несомненно, расширяет современные представления о четвертичной истории побережий.

Послеледниковая трансгрессия Мирового океана, по видимому, проходила довольно быстро, и во многих районах затопленный рельеф при прохождении через зону волнового воздействия почти не был переработан. Об этом свидетельствуют многочисленные данные промеров, изучение грунтов. Например, хорошо сохра-

нился субэвральный, ледниковый рельеф на шельфе в Норвежском море [Holtedahl, 1940]. Моренные образования обнаруживаются на дне близ берегов Чукотки [Ионин, 1959; Щербаков, 1959]. Погруженные абразионные террасы встречаются на подводном склоне берегов Камчатки и Курильских островов [Лисицын, Удинцев, 1953; Канаев, 1959]. Однако морфологические и литологические признаки береговых линий, выделяемых на основании записей эхолота или по грунтовым пробам, весьма ненадежны и неопределенны [Лисицын, 1952; Удинцев, 1952]. Поэтому только непосредственное изучение затопленного морем рельефа может дать геологам-четвертичникам достоверный палеогеографический материал.

В этом отношении весьма примечательны достижения, полученные в результате изучения древних погруженных береговых линий Каспийского моря. Впервые непосредственное изучение погруженных береговых линий Каспия было выполнено В.П. Зенковичем [1940]. В одном из заливов на глубинах 2—5 м им был обнаружен хорошо сохранившийся древний абразионный клиф высотой до 3 м. В 1946—1947 гг. О.К. Леонтьев [1948] изучил затопленную береговую террасу на Дагестанском побережье. Водолазное обследование грядового рельефа террасы позволило О.К. Леонтьеву установить субэвральное происхождение известняковых гряд, которые по своей форме и характеру залегания резко отличались от подобных образований, возникающих обычно в процессе абразии подводного склона. У внешнего края террасы на глубине около 20 м рельеф подводного склона резко меняется. Морфологические признаки свидетельствуют о том, что на этих глубинах имеется погруженная древняя береговая линия. Дальнейшие работы О.К. Леонтьева [Леонтьев, Федоров, 1953; Леонтьев, 1959] и В.Г. Рихтера [1954] позволили выделить в различных районах Каспийского моря ряд древних береговых линий, находящихся в настоящее время на различной глубине. При этом были обнаружены не только крупные формы подводного рельефа (террасы, уступы, гряды), но и более мелкие образования, которые также маркируют древнюю береговую линию при более низком положении уровня моря. Так, во время работ на дагестанском побережье О.К. Леонтьев нашел на глубине 16 м типичные эрозионные котлы, выработанные на дне в обнажающихся верхнесарматских известняках.

Естественно, что столь подробные и достоверные данные невозможно было бы получить, пользуясь лишь эхолотом и дночерпателем. Только благодаря подводным исследованиям, непосредственному детальному изучению даже небольших подводных форм рельефа стало возможным надежное обоснование последовательных стадий регрессий Каспийского моря.

В последние годы подводные исследования на Каспийском море стали проводиться в аквалангах. Это еще более расширило возможности обнаружения древних погруженных береговых линий

и тщательного их обследования. Несомненно, что в ближайшие годы благодаря этим исследованиям многие недостающие страницы истории моря будут пополнены.

Применение легководолазной аппаратуры в значительной мере облегчает решение таких трудных задач, как исследование движения наносов на дне и определение глубины наиболее эффективно воздействия волн на дно. В Советском Союзе первую попытку проследить движение наносов на дне предпринял В.П. Зенкович в 1940 г. [Зенкович, 1946б]. Окрашивая красной анилиновой краской порции песка и погружаясь в легководолажном аппарате, он высыпал во время волнения этот песок на дно. В дальнейшем (после волнения) со дна на разном удалении от места выброса собирались пробы, анализ которых позволил выяснить пути разноса крупных зерен (размером около 1 мм и более). В последующие годы В.П. Зенкович, Н.А. Айбулатов и другие проводили наблюдения за движением мелких наносов в различных условиях. При этом употреблялись разнообразные индикаторы и красящие вещества, позволяющие непосредственно видеть движение материала по дну. Так, при помощи водолазного аппарата, в частности, наблюдались перемещения пятен и скоплений частиц угля, высыпаемого на дно [Зенкович и Егоров, 1957].

Сравнительно недавно для изучения движения песка в береговой зоне начали применять люминофоры, что исключает возможность непосредственного наблюдения за перемещением песчаных наносов. Однако и при работах с люминофорами подводную легководолажную аппаратуру продолжают широко использовать для сбора проб грунта [Медведев и Айбулатов, 1958]. Лишь на основании визуальных подводных наблюдений удалось выяснить, при каких параметрах волн происходит взмучивание песчаного материала в различных зонах подводного берегового склона [Айбулатов, 1958]. Водолазная аппаратура применяется также для наблюдений за движением во время волнений морской воды, окрашенной флюоресцентным.

Подводные исследования нашли применение при непосредственном изучении движения крупного, преимущественно галечного материала. Опыты в этом направлении проводились авторами на Черном море в 1960 г. Задачей исследований являлось определение скорости перемещения галечниковых наносов в зависимости от угла подхода штормовых волн к берегу. Весьма интересными были также попытки определить глубину воздействия штормовых волн на дно, сложенное галечниковым материалом, и механический состав грубых наносов подводного склона. Как первое, так и второе имеет, помимо чисто научного, большое практическое значение, так как помогает решить ряд вопросов, связанных с берего-укреплением, накоплением пляжевого материала и др.

В результате проведенных опытов и сделанных наблюдений,

на методике которых мы не будем здесь останавливаться, нами было определено, что скорость перемещения галечного материала вдоль берега в зоне заплеска (т. е. действия прибойного потока) нередко составляет 180 — 240 м/час. Столь большая скорость перемещения гальки объясняется значительной крутизной подводного склона аккумулятивного берега в месте проведения опытов (в среднем $tg = 0,2$), благодаря чему разрушение волны совершалось на очень коротких расстояниях вблизи берега.

Подтвердился и тот факт, что скорость перемещения галечного материала вдоль берега тесно связана с величиной угла, образуемого лучом волны открытого моря и направлением береговой линии, и становится максимальной в том случае, когда величина этого угла близка к 40° .

Сравнительно небольшое количество опытов не позволяет установить определенной связи между параметрами волн и скоростью перемещения гальки в данных условиях. Однако некоторые выводы намечаются при сопоставлениях. Так, например, при почти равных длинах волн и периоде, но различии в высоте почти в два раза, скорость перемещения гальки вдоль берега также разнилась в 2—2,5 раза, т. е. большей высоте волн соответствовала и большая скорость перемещения наносов. С другой стороны, при равной высоте волн скорость перемещения гальки короткопериодными волнами обычно была большей. Это и понятно, так как при прочих равных условиях за один и тот же промежуток времени галька чаще подвергается действию прибойного потока.

В результате подводных исследований было установлено, что при волнах зыби высотой в открытом море около 1 м крупная галька и отдельные валуны до 12—15 см в поперечнике совершают колебательные движения по дну до 5—7 м. При этом на глубинах порядка 3—4 м они испытывают незначительное смещение и вдоль берега. Таким образом, было установлено, что во время шторма движение галечного материала вдоль берега происходит не только в зонах опрокидывания волны и прибойного потока, но и несколько мористее этих зон, где водные массы подчиняются законам волновых колебательных движений. Естественно, однако, что скорость движения галечного материала в этой зоне неизмеримо меньше, чем в зонах забурунивания и прибойного потока.

О механизме движения гальки в условиях приглубого берега позволяют судить и данные механического состава наносов пляжа и его подводного склона. С этой целью нами было отобрано более 70 образцов с 8 створов до глубины 20 м, расположенных по всему периметру аккумулятивной формы в районе проведения опытов.

Анализ собранного материала позволил внести некоторые поправки в ранее сложившиеся представления относительно закономерностей распределения галечного материала на пляже и подводном береговом склоне, а также условий его перемещения. Ранее счи-

талось, что крупный материал всегда выбрасывается волнами к берегу и входит в состав надводной части пляжа, в то время как на подводном склоне пляжа крупность наносов с увеличением глубины постепенно уменьшается [Зенкович, 1946а]. Однако в условиях значительных уклонов (в среднем 0,2 и более) оказалось, что крупная галька и валуны концентрируются преимущественно в зоне мелководья на глубинах 1—5 м, в то время как на пляж выбрасываются средняя и мелкая галька, а также гравий. Особенно много мелкой гальки и гравия оказывается у уреза воды.

Проведенные исследования показывают, что весьма совер-

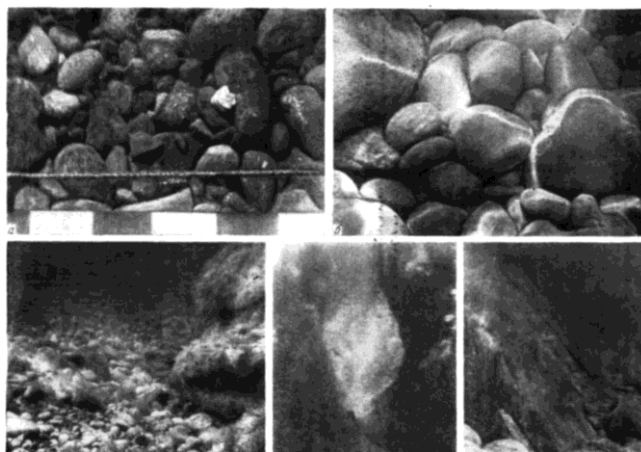


Рис. 1. Характер наносов и некоторые абразионные формы рельефа подводного склона

а — продолженный вниз по склону тросовый створ для наблюдений за перемещением наносов во время волнения; *б* — крупная галька и небольшие валуны, приходящие в движение во время волнения на глубине до 5 — 6 м (фото В.И. Буданова); *в* — покров несортированной гальки и щебня у основания берегового обрыва (глубина 10 м); *г* — ниши у основания глыб, выработанные движущейся во время волнения галькой (глубина 6 м); *д* — наклонная поверхность подводной гряды, у основания которой лежат галечниковые наносы (глубина 10 м)

шенный механизм волновой сортировки наносов в береговой зоне не успевает себя достаточно проявить на коротких отрезках приглубого берега, где значительное влияние на характер движения гальки оказывают сила тяжести и степень фильтрации воды на пляже в зоне прибойного потока. Большое влияние на дифференциацию наносов в береговой зоне по крупности оказывает величина энергии прибоя, зависящая как от параметров волн, так и от уклонов дна. Считается, что на глубине, равной $\frac{1}{2}$ или даже $\frac{1}{3}$ длины волны, энергия придонных волновых колебаний ничтожно мала, и наносы (по крайней мере, галечниковые) остаются неподвижными. Для решения вопроса о

глубине воздействия штормовых волн на галечниковый склон, нами на закруглении мыса, которым оканчивается аккумулятивная форма, были проложены на дне и там закреплены три тросовых створа (рис. 1а).

Вдоль створов на глубинах 3, 4, 5, 7, 10, 12, 15 и 20 м при помощи рамок (размером 0,5×0,5 м) укладывались квадраты различной по размеру (3—5 см) и степени окатанности крашеной гальки, а вблизи них — конусы гравия. Центры квадратов и конусов фиксировались при помощи прикрепленных к тросу на капроновых нитях поплавков. После прошедшего шторма, параметры волн которого наблюдались с волномерного поста, на дно погружались аквалангисты, фиксировавшие все происшедшие с квадратами меченой гальки изменения. О воздействии волн определенных параметров на галечниковые наносы подводного склона аккумулятивной формы можно было судить по степени сохранности или характеру деформации уложенных на дне квадратов меченой гальки.

Как показали исследования, при действии, например, ветровых волн (с параметрами $h = 1,26$ м, $\lambda = 33,2$ м и $\tau = 4,5$ сек) на глубине 3 и 4 м квадраты были превращены в эллипсы размером 1,5×2,0 м, большая ось которых была вытянута вниз по склону параллельно лучу штормовых волн. Общее количество гальки сохранилось почти неизменным. С глубины 7 м все квадраты остались неизменными. Иное дело, когда на дно воздействовали волны зыби приблизительно той же высоты, но длиной, вдвое большей ($h = 1,2$ м, $\lambda = 78,8$ м и $\tau = 7,5$ сек). Как показали наблюдения, такие волны полностью разрушили квадраты меченой гальки до глубины 15 м и лишь на глубине 20 м сохранилось несколько окрашенных галек до 8—10 см в поперечнике и небольшие валуны. На малых глубинах, несколько в стороне от створов, были найдены меченые гальки, ушедшие вдоль берега. Наиболее интенсивно штормовые волны указанных параметров воздействовали на дно до глубин порядка 7 м, где после шторма на месте квадратов меченой гальки была обнаружена свежая галька и валуны (рис. 1б).

Проведенные опыты подтвердили, что глубина воздействия штормовых волн на галечниковый склон зависит не только от высоты волны, но и от ее длины. В самом деле, при почти равной максимальной высоте волн и различии в длине волны в 2—3 раза, глубина воздействия волн на дно увеличивается не менее чем в два раза. Поскольку волны зыби имеют обычно большую длину, чем ветровые волны, то и глубина воздействия волн зыби на галечниковое дно в общем случае больше. Глубина воздействия штормовых волн на дно зависит также от степени их рефракции.

В результате проведенных опытов удалось установить величину неразмывающих (критических) скоростей придонных движений воды на различных глубинах, при которой галька той или иной

крупности приходит в движение.

Как показали опыты, в условиях приглубого берега и косо-го подхода волн процессы движения и накопления галечного материала в береговой зоне, дифференциации гальки по механическому составу и прочие имеют очень сложный характер и не всегда соответствуют существующим теоретическим представлениям.

Кроме описанных выше методов, позволяющих судить о механизме движения наносов в береговой зоне, о процессах переформирования подводного склона штормовыми волнами и прочих, возможно применение и других приемов. Так, например, французскими исследователями применен довольно простой способ определения изменений, происходящих на морском дне в результате волнового воздействия. Величина размыва дна или, напротив, аккумуляции определялась ими по рейкам, врытым в покров донных отложений. Замеры высоты реек над дном перед штормом и после него позволили частично определить изменения, произошедшие на подводном береговом склоне. При этом если рейки были расположены достаточно часто вдоль подводного берегового склона, можно было получить некоторые представления об общей его деформации (Romanovsky, 1959).

Аналогичные исследования можно проводить и на абразионных участках дна, где все изменения происходят в результате сравнительно медленного размыва. На таких участках побережья по створам, ориентированным перпендикулярно к берегу, нами закладывались, например, в 1959 г. на Черном море реперы (стальные пруты, зацементированные в отверстиях, пробуренных в коренных породах дна). Далее, строго по створам проводилось инструментальное нивелирование подводного берегового склона, во время которого замерялись также высота реперов над дном и их расстояние от основного берегового репера. Повторные нивелировки по тем же створам дают возможность с достаточно высокой точностью выяснить все изменения в рельефе подводного берегового склона, определить величину размыва дна на разных глубинах за истекший период. Более подробно методика этих работ, и их результаты описаны нами в отдельной статье (Каплин и Ионин, 1960).

Проводимые с различными целями подводные геолого-геоморфологические исследования в конечном итоге всегда включают в себя изучение, как отдельных форм рельефа, так и различных их сочетаний. Исследования сотрудников Института океанологии АН СССР показали, что рельеф дна прибрежной зоны моря имеет гораздо более сложный характер, нежели представлялось раньше (см. таблицу).

В таблице отражены типы и формы рельефа, встречающегося в пределах подводного берегового склона. Некоторые из типов рельефа изучены в настоящее время достаточно хорошо. Однако в большинстве случаев о строении, характерных особенностях и распро-

странении типов и форм подводного рельефа (особенно это касается карстового, созданного течениями, и дельтового типов рельефа) известно еще очень мало.

Таблица

Рельеф подводного берегового склона
(предварительная классификация)

Типы рельефа	Подтипы	Формы рельефа
Затопленный субаэральный	а) эрозионный	Подводные долины
	б) ледниковый	Моренные холмы, озы и т. п.
	в) скульптурный	Денудационные останцы, гряды и гроты и т. п.
Гравитационный	а) обвально-оползневой	Валы выпирания, обвальные блоки
	б) обвально-осыпной	Конуса у подножья обрывов, навалы глыб
Созданный волнением	а) аккумулятивный	Подводные береговые валы, подводные косы, террасы
	б) абразионный: структурный скульптурный	Ступени, гряды, террасы и пр. Ниши, котлы высыхания, бенчи, террасы и т.п.
Созданный течением	а) приливный	Борозды размыва
	б) компенсационный	Эрозионные ложбины, промоины, каньоны
Карстовый	–	Кары, воронки, гроты и т.п.
Экзарационный	–	Борозды и гряды, созданные айсбергами и крупными льдинами
Биогенный	–	Устричные банки, коралловые рифы и т.п.
Дельтовый		Авандельты

Естественно, что исследования ближайших лет позволят провести более подробную и полную классификацию форм подводного рельефа, нежели это сделано в настоящей статье. Но даже из приводимой предварительной классификации можно видеть, что на подводном склоне выделяются формы рельефа, различные по морфологии и генезису; причем среди них основное место занимает рельеф, созданный волновой деятельностью моря в прибрежной зоне. Кроме того, иногда встречаются формы рельефа, имеющие определенно субаэральное происхождение, которые были затем затоплены во время трансгрессии моря. Среди последних можно, например, различить затопленные денудационные останцы и гряды, погруженные долины и моренные холмы. У подножьев высоких береговых усту-

пов на подводном склоне часто встречаются скопления делювиального материала, снесенного со склонов. Нередко на дне можно наблюдать типичные конусы выноса из грубообломочного материала или бесформенные навалы глыб, окаймляющие подножья береговых обрывов. Естественно, что конусам выноса обломочного материала под водой нередко соответствуют надводные каналы стока, частично продолжающиеся и ниже уровня моря. Конусы выноса грубообломочного материала и навалы глыб являются гравитационными подводными формами рельефа. Они наблюдались нами в районе горного массива Карадаг и мыса Меганом на Черном море, но они широко распространены и на берегах остальных морей СССР.

К подводным формам рельефа, созданным гравитационными силами, можно отнести и своеобразные обвально-оползневые образования на северокавказском побережье Черного моря, непосредственно изученные В.И. Будановым и описанные с его слов В.Л. Болдыревым (1957). Обследование дна на обвально-оползневых участках показало, что здесь на подводном береговом склоне прослеживается ряд крупных с крутыми склонами холмов и гряд, вытянутых параллельно берегу. Ширина этих вытянутых холмов варьирует в пределах 100 – 200 м, протяженность от – 500 до 1000 м. Их обращенные к берегу склоны, как правило, круче, чем морские. Нередко между холмами и грядами находятся крутостенные «бугры», не имеющие определенной ориентировки по отношению к берегу. Между холмами расположены узкие, иногда замкнутые впадины. Их относительные глубины нередко достигают 15 – 20 м. По предположению В.Л. Болдырева, эти холмы являются обвалившимися со склонов блоками флишевых пород. Обвалы, по мнению этого исследователя, происходили при более низком уровне моря, а во время трансгрессии образовавшиеся холмы были затоплены и срезаны в верхней части.

На оползневых участках побережья Черного моря (район Одессы) встречаются и другие формы подводного гравитационного рельефа, среди которых, прежде всего, следует отметить так называемые валы выпирания. Они образуются в результате длительного сползания по склону мощных массивов грунта. В таких случаях оползневые подвижки иногда захватывают часть подводного склона, и тогда под действием напора сверху язык оползня, упираясь в незахваченные подвижками участки подводного склона, осложняется складками в виде валов. Последние бывают чаще всего сложены выжатými при сдвиге оползня глинистыми массами и быстро размываются волнами моря. По своим размерам валы выпирания намного меньше описанных выше обвальных холмов и гряд и, в отличие от последних, являются эфемерными гравитационными формами рельефа подводного склона. Столь же эфемерные, но отрицательные формы рельефа (правда, совершенно иного происхождения) свойственны подводному береговому склону полярных морей. Так,

например, американскими исследователями, проводившими подводные наблюдения в Антарктиде, обнаружены на подводном склоне значительные по величине борозды (неправильной ориентировки), выпаханные большими айсбергами [Fane, 1959; Neushul, 1961]. В пределах Чукотского моря мы также встретили временные борозды и рытвины в прибрежной зоне, образованные крупными глыбами льда при их подвижках вблизи берега.

Рассмотренные выше формы подводного рельефа сравнительно мало отличаются от подобных форм суши. Это и понятно, так как они созданы наземными рельефообразующими агентами и часто очень незначительно переработаны волнами моря. Более своеобразен рельеф, созданный на дне волнами и волновыми течениями, действующими в различных физико-географических и геологических условиях. Детальное изучение этого рельефа, как, впрочем, и затопленного субаэрального, невозможно без непосредственного обследования в легководолазной аппаратуре.

Формы рельефа дна береговой зоны, образованные волновой деятельностью, можно разделить на аккумулятивные и абразионные. Донные аккумулятивные формы береговой зоны, особенно те, которые связаны с процессом продольного перемещения наносов по дну, достаточно подробно описаны О.К. Леонтьевым [1954, 1960, 1961]. Им выделены следующие типы донных аккумулятивных форм: 1) возникшие при заполнении входящего угла изобат; 2) возникшие при огибании подводного выступа дна; 3) возникшие при блокировке дна островком, мысом, грядой или банкой, представляющей выступ коренного рельефа дна; 4) возникшие перед подводным препятствием, ориентированным под углом к направлению донного перемещения наносов; 5) возникшие в результате полного погребения подводного препятствия (выступа коренного рельефа) под наносом. Морфологически все эти формы выражены в виде подводных кос, подводных песчаных порогов, аккумулятивных выступов, подводных томболо, террас блокировки. Сложены они бывают самым разнообразным материалом от мелкого песка до крупной гальки и даже валунов. Нередко можно встретить донные аккумулятивные формы, сложенные ракушечным материалом или оолитами. Здесь нет необходимости подробно разбирать механизм и условия образования всех перечисленных форм. Это сделал О.К. Леонтьев, который привел примеры, иллюстрирующие те или иные донные аккумулятивные формы.

Весьма своеобразными формами рельефа аккумулятивного берегового склона являются подводные валы, описанные и изученные многими исследователями [Зенкович, 1946а; Егоров, 1951 и др.]. Непосредственное обследование подводных валов было сделано нами на польском побережье Балтийского моря. Благодаря водолажным работам удалось выяснить распределение материала наносов на валах и обнаружить отличия в их строении на разных участках вдоль

берегового потока наносов. В районе зарождения потока наносов подводные валы залегают на морене, и в ложбинах между ними обнаруживаются обнаженные участки дна, сложенного суглинками и глинами. По мере увеличения мощности потока наносов увеличивается и мощность песчаной толщи на дне. Валы становятся все более мощными и залегают на склоне, полностью сложенном песчаным материалом [Каплин и Болдырев, 1951].

К аккумулятивным формам подводного рельефа следует отнести и обширные плоские участки морского дна, примыкающие к подножьям высоких береговых обрывов, круто спускающихся на глубины до 15 – 20 м. Такие участки дна были обнаружены нами в районе Карадага, Меганомы, Аю-Дага. Аккумулятивные равнины, расположенные у основания береговых обрывов этих массивов, сложены илистым песком с примесью щебенки и гальки и имеют вид унылой равнины с отдельными чахлыми кустиками невзрачных водорослей.

Более разнообразен подводный рельеф абразионного происхождения. Среди него можно выделить два типа: одни формы абразионного рельефа развиваются независимо от геологического строения береговых склонов, особенности других, напротив, определяются характером и формой залегания горных пород. Первый тип абразионных форм рельефа можно назвать аструктурными, второй — структурными. К аструктурным формам рельефа относятся различной глубины вреза ниши (рис. 12), кольцевые ложбины вокруг лежащих на дне камней, котлы высверливания и т. п. Все эти формы возникли непосредственно в прилегающей к урезу воды зоне подводного берегового склона, где сила штормового волнения достаточно велика, и по дну перемещается галька. Последняя служит основным «инструментом», при помощи которого волны вытачивают на дне отрицательные формы рельефа. На побережье Восточного Крыма нами наблюдались на глубинах 3 – 5 м подточенные глыбы, принявшие форму настоящих «грибов». Характерно, что иногда обнаруживалось два яруса ниш, врезанных в подножья береговых обрывов или глыб, свалившихся в море. Наиболее глубоко врезанные ниши встречаются от уровня уреза до глубины 2–3 м. Они, видимо, вырабатываются при волнениях средней силы. Второй ярус ниш спускается до глубин 6 м и, вероятно, образуется только во время сильных волнений, когда в колебательное движение приходит галька, залегающая на этих глубинах. К аструктурным формам подводного абразионного рельефа относятся и котлы высверливания, встречающиеся на подводном склоне. Они описаны О.К. Леонтьевым, наблюдавшим их на Каспийском море [Леонтьев, 1948], а также Хатаи и Мии на п-ове Идзу в Японском море [Hatai and Mii, 1957].

Наконец, весьма распространенной аструктурной формой

подводного рельефа являются горизонтальные абразионные площадки и ступени подводного склона приливных морей. Они вырабатываются в самых различных горных породах, в том числе в сланцах, туфах, конгломератах и т. п. Они имеют, как правило, выровненную, почти лишенную наносов, поверхность и достигают ширины в несколько сот метров. В сторону моря абразионные площадки спускаются крутым склоном. Иногда такие площадки имеют несколько ступеней, разделенных уступом.

В 1961 г. такие абразионные площадки (бенчи) были подробно изучены нами на берегах Курильских островов. Их заливаемая в прилив плоская поверхность достигает ширины 200–300 м. Интересный, материал был получен при подводном обследовании уступов, которыми в сторону моря спускаются бенчи. На некоторых островах Курильской дуги ровные отвесные уступы достигают высоты 20 м. На глубине 20 м у подножья таких уступов обнаружены огромные глыбы, свалившиеся на дно при отступании стенки уступа. На поверхности уступов нередко на глубине 5–6 м находятся хорошо выраженные волноприбойные ниши. Эти ниши дают начало образованию второй ступени бенча на этих глубинах. На некоторых участках вторая нижняя ступень бенча, имеющая также совершенно ровную поверхность и отделенная от основной абразионной площадки отвесным уступом, выражена очень хорошо и достигает ширины 50–70 м.

Вопрос происхождения абразионных площадок (приливных бенчей) не получил достаточно полного разрешения, однако известно, что они возникают при определенном оптимальном сочетании таких факторов, как устойчивость горных пород к абразии и физико-химическому выветриванию, величина приливо-отливных колебаний уровня и скорость современного поднятия побережья [Ионин, 1961; Медведев, 1961].

Среди структурных абразионных подводных форм весьма интересны те, которые образуются в малоустойчивых к процессам абразии горных породах, например, в слоистых сланцево-песчаниковых толщах, мергелях, флишах и пр.

Основные особенности строения подводного склона на берегах, сложенных флишевыми породами, впервые с достаточной полнотой были изложены в работах В.В. Лонгинова [1951а] и Е.А. Попова [1953], использовавших данные непосредственных подводных исследований на Кавказском побережье Черного моря. Нашими подводными исследованиями в 1953 г. на Беринговом море, в 1956 г. в районе Туапсе и Джубги и в 1959 г. в районе Голубой бухты и Коктебеля эти наблюдения несколько дополнены.

Подводный береговой склон (вне зависимости от условий залегания флишевых толщ) как на выровненных участках берега, так и на мысах, в общем имеет выпуклый типично абразионный профиль.

В верхней прибрежной части его поверхность представляет выровненную, полого наклоненную площадку, ширина которой колеблется в довольно широких пределах и нередко достигает 30–40 м. В зависимости от условий залегания флишевых толщ поверхность площадки осложнена небольшими ступенями или грядами. Ступенчатый тип подводного склона распространен на участках побережья с горизонтальным залеганием флиша, грядовый — при простирации пластов горных пород вдоль берега, по нормали или под углом к берегу. Относительная выровненность прибрежной части подводного склона (головы пластов выступают над общей поверхностью, но не более 10–15 см, а высота ступеней колеблется в пределах 20–30 см) связана главным образом с истирающей деятельностью движущегося обломочного материала вблизи уреза воды, т. е. в зоне наиболее интенсивного волнового воздействия. С удалением от берега, где глубины довольно резко увеличиваются в связи с перегибом склона, рельеф поверхности бенча приобретает большую расчлененность. По данным промеров и непосредственных подводных исследований превышение гребней гряд над лобжинами нередко достигают 2–3, а в отдельных случаях и 4 м, причем наибольшие превышения встречаются на глубинах 15–20 м. Происхождение грядового рельефа связано с неоднородной устойчивостью отдельных пластов флиша к процессам абразии. Более прочные породы, в частности, песчаники и плотные мергели, образуют гряды, а ложбины приурочены к легко размокающим и быстро разрушающимся под ударами волн и истирающего действия движущейся гальки глинистым сланцем или глинами. В некоторых случаях ложбины, разделяющие гряды, образуются на тех участках подводного склона, где мощные пласты песчаников или мергелей сменяются более тонкими пластами, чередующимися с прослоями глин или глинистых сланцев.

В зависимости от условий залегания горных пород (падения и простирации пластов) описанные выше грядовые формы рельефа могут быть ориентированы параллельно берегу, под углом к нему или по нормали. Поверхность гряд может иметь наклон нередко под углом 45° , причем обращенная к поверхности моря сторона или вершина гряды обычно покрыта густыми водорослями (в Черном море — преимущественно цистозирой).

Чаще всего гряды не имеют устойчивого линейного простираения, прерываются, сменяются новыми, но неизменно сохраняют направление, соответствующее простирацию флишевых толщ [Лонгинов, 1951б]. Иногда параллельные друг другу гряды образуют настоящие коридоры с отвесными или слегка наклонными стенками (рис. 1б). Там, где простираение пластов горных пород параллельно общему направлению береговой линии, а угол падения их близок к 90° , грядовый рельеф часто прерывается вогнутыми участками дна

со сглаженными головами гряд (рис. 2а, б). Такие участки, как правило, приурочены к небольшим бухточкам размыва, образование которых в свою очередь связано с каким-либо структурным нарушением толщи осадочных пород. Поверхность дна лишена здесь каких-либо наносов и признаков растительности до глубины 5–6 м, однако глубже начинают появляться отдельные валуны (рис. 2в). На основе наблюдений В.В. Лонгинова [1951б] и наших исследований в 1959 г. можно прийти к выводу, что образование сглаженных участков дна среди грядового рельефа связана главным образом с истирающим действием гальки и валунов, движущихся вверх и вниз по склону во время волнения.



Рис. 2. Выровненные участки бенча в районах развития слоистых осадочных толщ

а, б — обнаженная поверхность бенча на глубинах 4–5 м;
в — появление отдельных валунов и увеличение расчлененности бенча на глубине 7–8 м

Мы более подробно остановились на описании грядового подводного склона, так как он довольно широко распространен и типичен для структурного абразионного рельефа. В прибрежной зоне на дне можно встретить и другие формы подобного рельефа. Их очертания, размеры и взаимное расположение определяются особенностями геологического строения подводного берегового склона.

К эрозионному типу подводного рельефа (см. таблицу) относятся ложбины, ориентированные перпендикулярно береговой линии. Они различны по своим размерам, по общему морфологическому облику, но чаще всего бывают врезаны в рыхлые четвертичные толщи. Казалось бы, что именно в этих сравнительно однородных по отношению к процессам абразии отложениях трудно ожидать каких-либо специфических форм рельефа. Однако, как показа-

ли, например, наши подводные наблюдения в районе Очамчире (Черное море), широкая поверхность подводного склона, врезанного в глинистые толщи с линзами конгломератов, в своей прибрежной части осложнена довольно глубокими (до 0,5 м) узкими бороздами. Иногда эти борозды расположены параллельно друг к другу и на очень близком расстоянии, вследствие чего создается миниатюрный грядовый рельеф. Поверхность гряд, как и выровненные участки дна, местами сплошь источены сверлящими моллюсками типа *Varpea*. Иногда гребни гряд насквозь изрешечены моллюсками и образуют легко разрушаемые руками «кружева».

Так как глинистые толщи содержат линзы слегка сцементированных галечников, то наряду с грядами на подводном склоне здесь можно встретить небольшие возвышения округлой формы с очень пологими склонами.

Своеобразный грядовой рельеф был обнаружен в результате подводных исследований и на берегах Балтийского моря, сложенных моренными толщами [Гроба, 1954]. Здесь на подводном береговом склоне гряды высотой около 1,3 м и шириной до 2 м имеют протяженность от 2 до 10 м. Более широко распространены гряды высотой около 0,5 м. С увеличением глубины гряды, ориентированные преимущественно по нормали к берегу, постепенно исчезают под покровом мощных зарослей zostеры. На подводном склоне, сложенном валунными суглинками, получили распространение и рытвины. Они имеют ширину 0,7 м, глубину до 1,8 м и простираются нередко на 25 м. В отдельных случаях здесь встречаются и своеобразные «грибы», образование которых связано с замедленным размывом дна под крупными глыбами и валунами. По мере того, как вокруг них происходит интенсивный размыв суглинков, они все более и более возвышаются над поверхностью дна, пока не теряют равновесия и не сваливаются вниз. Размеры таких валунов и глыб колеблются в пределах 0,2–0,5 м в поперечнике, но иногда достигают и 0,8–1 м. Вообще для подводного склона коренных берегов свойственно наряду с указанными формами рельефа широкое распространение валунных отмосток, поверхность которых очень неровная, изобилует отдельными крупными глыбами. Нередко такие отмостки прослеживаются до глубин 10–15 м, что было отмечено В.П. Зенковичем [1949] для берегов Западной Камчатки, а нами было встречено на берегах Берингова моря. На указанных глубинах валуны как бы «спаяны» между собой известковыми трубками серпулид и образуют волноустойчивую поверхность, предохраняющую дно от дальнейшего размыва.

Таким образом, как это следует из сказанного, существующее представление о большой простоте строения подводного склона в рыхлых четвертичных толщах не всегда оправдывается.

Ложбины более крупных размеров и большего простираения были обнаружены нами на подводном склоне кавказского побережья Черного моря в 1960 г. Ложбины прорезают крутые участки подвод-

ного склона, иногда лишь намечаясь в рельефе, но часто довольно резко выражены.

Первая группа ложбин была обследована нами в центральной части Сухумской бухты. Ложбины пересекают здесь крутую часть подводного склона между глубинами 30 и 70 м, начинаясь сразу же после резкого перегиба склона. Крутизна склона, пересеченного ложбинами, достигает $40 - 45^\circ$. Относительный врез ложбин в склон равняется 15 — 20 м, ширина не превышает 30 — 35 м. Ложбины разделены равными по ширине гребнями, не имеющими резких перегибов и выступов. Столь же плавны в поперечном сечении очертания самих ложбин. Дно последних, так же как и гребни между ними, сложены светло-коричневым, почти желтым, сверху полужидким, илом. Тальвег ложбин имеет соответственное склону крутой равномерный уклон. На глубине 70 м крутой участок склона заметным перегибом переходит в пологую равнину, к которой приурочены устья ложбин. Правда, в нижней части склона глубина вреза ложбин несколько уменьшается, и очертания их как бы расплываются. В целом эти ложбины внешне похожи на наземные овраги, расчленяющие крутые склоны, сложенные вязкими глинами. В таких глинах не образуется резких форм рельефа, и овраги обычно имеют сглаженные контуры.

Вторая группа ложбин была обнаружена против Сухумского мыса на участке подводного склона, достигающего крутизны $30 - 40^\circ$. По размерам и взаимному расположению они весьма похожи на ложбины, обследованные в центральной части Сухумской бухты. Однако при прослеживании строения бортов и днищ ложбин против Сухумского мыса можно было заметить, что «водоразделы» между ложбинами имеют гребни из валунов, вытянутые параллельно тальвегу ложбин. Борта ложбин покрыты илом с галькой, местами видны четкие следы отрыва и падения илистых масс грунта по склону на дно ложбин. Под илистым грунтом дна ложбин прощупывается галька. Видимо, иной состав пород, слагающих борта ложбин и «водоразделы» между ними, обусловил и внешнее отличие описываемых ложбин от подобных форм рельефа Сухумской бухты. Ложбины против Сухумского мыса имеют более резкие очертания в поперечном сечении, неровные склоны, пересеченные вторичными рытвинами, острые «водораздельные» гребни. Тем не менее, эти отличия не столь резки, чтобы относить эти две группы ложбин к разным по происхождению формам рельефа.

Интересно отметить, что в пределах крутой части подводного склона мыса Пицунда, который мы обследовали от уреза до глубин 80 м, также намечаются ложбины, подобные ложбинам Сухумского мыса. Спускаясь вдоль склона мыса Пицунда, мы можем заметить четко выраженные гребни из крупной гальки и валунов, ориентированные вниз по склону. Эти гребни разделяют слабоврезанные, едва намеченные в рельефе склона ложбины, дно которых сложено пес-

чано-илистым материалом. Можно предположить, что по своей природе они аналогичны ложбинам, пересекающим подводный склон против Сухумского мыса. Однако по каким-то причинам они не развились и не достигли значительной глубины врезания. Обращает на себя внимание тот факт, что все описанные типы продольных ложбин встречаются в пределах очень крутых частей подводных склонов. Формирование этих линейно-вытянутых форм можно связывать только с размывающей деятельностью каких-то потоков, стекающих по склонам. При этом следует отклонить мысль о том, что ложбины являются затопленными оврагами, сформированными в наземных условиях. Свежие формы склонов ложбин, наличие на них обвалов, неширокий, но резкий врез, говорят о том, что это не отмирающие формы, а развивающиеся, современные, образованные под водой. Кроме того, имея борта, сложенные рыхлым илистым материалом, и находясь в большей своей части в зоне воздействия волн, которые «стремятся» сnivelировать подобные формы, ложбины субаэрального происхождения вряд ли могли бы сохраниться. Таким образом, наиболее вероятно предположить, что ложбины созданы придонными течениями, направленными от берега в сторону моря. К таким течениям относятся так называемые придонные компенсационные противотечения. Они возникают при длительных ветровых волнениях, создающих нагоны воды у линии уреза. Посредством этих течений создается отток воды из береговой зоны. Известно, что эти течения приобретают характер локализованных струй или потоков, движущихся с достаточно большой размывающей скоростью [Попов, 1956]. Однако до сих пор считалось, что действие этих течений ограничивается узкой береговой зоной, и они не проникают на большую глубину. Видимо связанные с этими течениями потоки воды, насыщенные взвешенным материалом береговой зоны и имеющие поэтому большой удельный вес, при достижении крутых участков подводного склона увеличивают свою скорость и, как бы «срываясь» со склона, прорезают дно глубокими ложбинами.

Естественно, что при недостатке наших знаний о структуре придонных течений, о динамике прибрежных вод, сейчас вряд ли возможно сказать что-либо еще о процессах образования описываемых ложбин. Этот процесс требует длительного и непосредственного изучения и, очевидно, подводные исследования в первую очередь помогут дать точный ответ на вопрос о происхождении подводных ложбин.

Несомненно, одной из самых интересных проблем, решение которой возможно только при проведении непосредственных наблюдений на дне, является решение проблемы происхождения подводных каньонов. Эти грандиозные подводные ущелья пересекают дно морей и океанов в его наиболее крутой части, там, где подводные продолжения континентов с довольно большим уклоном опускаются к ложу морей и океанов. Обычно они расположены перпен-

дикулярно к линии берега, нередко начинаются близ самой суши и уходят в океанах на глубины более чем 2 тыс. м. Как и горные ущелья на суше, они имеют очень крутые стены и врезаются в дно моря на 200 и более метров. Их можно встретить и на дне океанов, где они густой бахромой окаймляют край материковых склонов, и даже в замкнутых морях, например, в Черном море.

О генезисе подводных каньонов до сих пор высказываются самые разноречивые суждения. Однако все они основываются на изучении батиметрии материкового склона и отмели и на отдельных данных, полученных при помощи грунтовых трубок. Непосредственных наблюдений в подводных каньонах сделано пока мало. По Ф. Шепарду [1951] обследование склонов каньонов, произведенное в водолазных скафандрах, показало, что они сложены коренными породами, в некоторых случаях даже гранитами. Аналогичный материал был получен в результате подводного глубоководного фотографирования в каньоне близ берегов Калифорнии [Shepard a. Emery, 1946]. Французские геологи, спускавшиеся в некоторые каньоны Средиземного моря в аквалангах, также обнаружили, что они врезаются в коренные скальные породы [Romanovsky, 1959; Cailleux, 1960].

В то же время при погружении в батискафе в один из каньонов того же Средиземного моря Ж. Гуо и Ж.И. Кусто наблюдали склоны, сложенные илистыми отложениями [Гуо и Вильм, 1960]. Гуо удалось наблюдать также мутьевой поток на склоне каньона [Hout, 1958].

Непосредственные наблюдения в аквалангах, проведенные нами на восточном побережье Черного моря до глубин 80 м, позволяют сделать вывод, что и здесь крутые склоны каньонов сложены рыхлым материалом [Каплин, 1961]. В каньоне близ р. Келасури крутизна склонов по нашим наблюдениям достигает 30–50°, но местами он отвесен, и в крутых уступах обнажаются уплотненные илы с хорошо выраженной слоистостью (типа слоистости ленточных глин). Данные о том, что борта каньона сложены рыхлой слоистой толщей илов, были подтверждены и колонками грунта, взятыми при помощи вибропоршневой грунтовой трубки. Некоторые участки склона каньона менее отвесны и образуют как бы небольшие ступени из илистого материала. Отдельные глыбы плотного ила причудливыми формами выступают на склонах. Наличие так называемых «цирков» на склонах говорит о том, что здесь нередки обвалы илистого материала. Кроме того, жидкий ил стекает вниз по вторичным ложбинам, рассекающим склон каньона. Однако широкое развитие подобных процессов, ведущих к выполаживанию склонов, по всей видимости, не приводит к уничтожению каньона, к «затягиванию» его илистым материалом. В то же время форма склонов каньона, его поперечный профиль, весь его облик говорят о том, что это — свежая форма, развивающаяся в настоящее время. Видимо, периодически возникающие течения, мутьевые (суспензионные) потоки про-

мывают каньон, углубляют его, поддерживают склоны крутыми. В каньонах Черного моря мы не встречались с выходами коренных пород. Склоны каньона в районе Поти также сложены полужидким черным илом, видимо, вынесенным из р. Риони.

То, что склоны каньонов сложены рыхлыми породами и что сами они являются свежими, активно развивающимися формами, заставляет предполагать большое участие в их образовании также природных течений, имеющих достаточно большие размывающие скорости. Вполне вероятно, что природа последних такова же, как и природа течений, создающих описанные выше ложбины. Открытым остается вопрос о том, могут ли подобные течения прорезать в прочных породах такие крупные формы рельефа, как подводные каньоны. Как мы видели выше, сведения о каньонах, врезанных в граниты и другие скальные породы, не единичны. Очевидно, подобные типы каньонов возникают не без участия тектонических движений, приводящих к образованию крупных разрывов на морском дне. По-видимому, наиболее плодотворной теорией, объясняющей происхождения подводных каньонов, окажется та, которая соединит в себе как гипотезу образования их в результате размывающей деятельности мутьевых потоков, так и гипотезу, предполагающую первичное заложение этих подводных форм рельефа по крупным тектоническим трещинам или приуроченность их к последним.

Для разработки теории происхождения каньонов необходимо, прежде всего, широкое региональное обследование их всеми имеющимися геолого-геоморфологическими методами. Не последнее место займут среди них и непосредственные подводные исследования каньонов на всем их протяжении, проведение специальных геофизических исследований, а также постановка гидрологических работ по определению размывающих скоростей придонных компенсационных течений (для чего требуется установка на дне самописцев течений). К сожалению, возможности подробного обследования каньонов ограничиваются пока еще несовершенством водолазной техники, поэтому в настоящее время исследователям-подводникам доступны лишь только вершины каньонов.

Все указанное выше позволяет считать, что задачи дальнейших подводных геолого-геоморфологических исследований в прибрежной зоне моря по-прежнему будут заключаться в сборе массового сравнительного материала по строению подводного берегового склона, в проведении грунтовой съемки, в организации наблюдений за движением наносов на подводном склоне, в определении скорости размыва подводного склона, в изучении каньонов на различных морях и т. п.

Круг проблем, которые можно решить при широком внедрении в практику геолого-геоморфологических работ подводных исследований, можно было бы значительно расширить. Однако даже ограниченное их перечисление показывает сколь богатые перспек-

тивы для геологии и геоморфологии открывает широкое использование водолазной техники, которая, надеемся, наряду с методикой будет из года в год совершенствоваться. Это, в частности, позволит перейти от описания к систематизации подводных абразионных форм рельефа, установления их связи с литологическими и структурными особенностями горных пород, к изучению самих процессов и механизма формирования абразионного рельефа береговой зоны, особенностей, движения наносов, условий поступления материала в море, его дифференциации и отложения в прибрежной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. 1958. Морфология и динамика советских берегов Черного моря, том I. Изд-во АН СССР.
- Зенкович В. П. 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР.
- Айбулатов Н. А. 1958. Новые исследования вдоль берегового перемещения песчаных наносов в море. Бюлл. Океанограф. комиссии АН СССР, № 1.
- Болдырев В. Л. 1967. Обвальное-оползневое тип берега.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI.
- Буданов В. И. 1951. К методике изучения морских берегов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. V.
- Буданов В. И. 1954. Методика экспедиционного исследования морских берегов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X.
- Гуо Ж. и Вильям П. 1960. На глубине 4000 метров. Судпромгиз.
- Егоров Е. Н. 1951. Наблюдения над динамикой подводных песчаных валов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VI.
- Зенкович В. П. 1940. О подводных геологических работах в водолазном аппарате.— «Природа», № 5.
- Зенкович В. П. 1946а. Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. Изд-во «Морской транспорт».
- Зенкович В. П. 1946б. К вопросу об изучении динамики морских берегов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. I.
- Зенкович В. П. 1949. Глыбовый бёньч как показатель погружения берега.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. IV.
- Зенкович В. П. и Егоров Е. Н. 1957. Об исследовании перемещения песчаных наносов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI.
- Ионин А. С. 1959. Исследования по динамике и морфологии советских берегов Чукотского и Берингова морей.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. IV.
- Ионин А. С. 1961. Исследования по динамике и морфологии берегов Командорских островов.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. VIII.
- Канаев В. Ф. 1959. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXXII.
- Каплин П. А. 1961. Водолазные исследования вершин подводных каньонов.— Журн. «Океанология», № 6.
- Каплин П. А. и Ионин А. С. 1960. Методика подводных геолого-геоморфологических исследований.— Изв. АН СССР, сер. геологич., № 11.
- Каплин П. А. и Болдырев В. Л. 1961. Польско-советские исследования на берегах Балтийского моря.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. VIII.
- Леонтьев О. К. 1948. Следы древнекаспийских регрессий в рельефе берегового склона Дагестанского побережья Каспия.— Вестн. Моск. ун-та, № 3.
- Леонтьев О. К. 1954. Донные аккумулятивные формы береговой зоны.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X.
- Леонтьев О. К. 1955а. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ.

- Леонтьев О. К.* 1955б. Динамика дагестанского берега в связи с падением уровня Каспия.— Сб. работ Ин-та океанол. АН СССР, т. 4.
- Леонтьев О. К.* 1959. К вопросу о масштабах и возрасте Новокаспийской трансгрессии.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. IV.
- Леонтьев О. К.* 1960. Формы внешней блокировки берега на западном побережье-Каспийского моря.— Вестн. Моск. ун-та, № 4.
- Леонтьев О. К.* 1961. Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ.
- Леонтьев О. К. и Федоров П. В.* 1953. К истории Каспийского моря в позднее и послехвалынское время.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 3.
- Лисицын А. П.* 1962. О литологических признаках погруженных древних береговых линий. Докл. АН СССР, т. 84, № 4.
- Лисицын А. П. и Удинцев Г. Б.* 1953. О древних береговых линиях на дне моря.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 1.
- Лонгинов В. В.* 1951а. О роли придонных компенсационных течений в движении материала на подводном береговом склоне.— Изв. АН СССР, сер. геоф., № 2.
- Лонгинов В. В.* 1951б. Грядовые формы подводной абразии.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VI.
- Медведев В. С.* 1961. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалина.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. VIII.
- Медведев В. С. и Айбулатов Н. А.* 1958. Изучение динамики отмелого песчаного берега при помощи люминофоров и подвесной дороги.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII.
- Попов Е. А.* 1953. Формы абразии берегов, сложенных флишевыми породами.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VII.
- Попов Е. А.* 1956. Об оттоке нагонных вод в береговой зоне.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. I.
- Рихтер В. Г.* 1954. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря.— Изв. АН СССР, сер. географ., № 5.
- Удинцев Г. Б.* 1962. О некоторых морфологических признаках погруженных древних береговых линий.— Докл. АН СССР, т. 86, № 4.
- Шипард Ф.* 1951. Геология моря. ИЛ, М.
- Щербakov Ф. А.* 1959. Литологическое исследование наносов побережья Анадырского залива.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. IV.
- Cailleux A.* 1960. Le systeme hydrographique dee canyons sous-marins.— Revue de-geomorphologie dynamique 1, 2, 3.
- Dill R. F.* 1958. Investigating of the sea floor with diving geologist.— Geotimes, Wash., v. 2, N 8.
- Dugan J.* 1960. Man explores the sea. N.— Y.
- Groba E.* 1954. Geologische Unterwasserkartierung im Litoral der deutschen Ostsee-kiiste.— Acta hydrophysica, Bd. 5, H. 4.
- Fane F. D.* 1969. Skin diving in polar seas.— Un St. Naval Instit. Proceedings (Annapolis), v. 85, N 2.
- Hatai K. a Mii H.* 1957. Observations along the southern coast of Idzu Peninsula, Shizucka Prefecture Japan.— Rec. Oceanogr. works Japan, v. 4, N 1.
- Holtedahl O.* 1940. The submarine relief of the Norvegian Coast. Det Norske Vidensk. Akad. Oslo.
- Hout G.* 1958. Promenades dans les canyons sou marins.— Rev. geogr. Phys. geoL Dynam., v. 1, f. 1.
- Menard H. W., Dill R. F., Hamilton E. L., Moore D. G., Shumway G., Neushul M.* 1961. Diving in Antarctic waters.—The Polar record, v. 10, N 67.
- Silverman M. a. Stewart H. B.* 1954. Underwater mapping by diving geologists.— Bull. Amer. assoc. of Petroleum geol., v. 38, N 1.
- Romanovsky V.* 1969. La conquete des fonds marins. Paris.
- Shepard F. P. and Emery K. O.* 1946. Submarine photography off California coast.— Journ. of geology, v. 54, N 5, 1959. ,
- Woodbridge R. G. a. Woodbridge R. G.* 1959. Underwater Research.— Nature, v. 184, N 4682.

V. Вопросы формирования и развития рельефа береговой зоны

ТИПЫ БЕРЕГОВ И ПОБЕРЕЖИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАЙОНИРОВАНИЕ.

Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С.

Создание единой классификации типов берегов и побережий весьма важно для сопоставления между собой различных участков берегов и установления стадий их развития, решения вопроса районирования берегов, как в научных целях, так и с точки зрения решения практических задач и, наконец, для выработки единых систем условных обозначений при составлении геоморфологических карт. Попытки классифицировать формы и типы рельефа берегов предпринимались издавна и продолжаются до настоящего времени [Susse, 1885; Richthofen, 1886; de Martonne, 1909; Johnson, 1919; Schluter, 1924; Shepard, 1948; Зенкович, 1949; Зенкович, Леонтьев и Бугоркова, 1953; Леонтьев, 1956, 1961; Cotton, 1952, 1954; Valentin, 1952; McGill, 1959; Price, 1956 и др.].

Критические разборы существующих классификаций, положенных в их основу принципов, достоинств и недостатков даны в работах Б.Ф. Добрынина [1937], И.С. Шукина [1938], В.П. Зенковича [1946, 1954, 1959], К.А. Кинг [King, 1959], О.К. Леонтьева [1955, 1956], Мак-Гилла [McGill, 1959] и других авторов, в том числе и авторов настоящей статьи [Ионин, Каплин и Медведев, 1961a].

Главным недостатком большинства предложенных в свое время классификаций было то, что ими не учитывались основные закономерности развития морских берегов. Многие из них не включали всего разнообразия встречающихся типов берегов, другие строились лишь на морфологических принципах, третьи не учитывали всех действующих природных факторов и процессов и не вскрывали генетических связей между береговыми формами рельефа. Наконец, в большинстве классификаций не было выдержано единства принципов, на которых они основывались, и они не всегда были пригодными для целей картографирования.

Перечисленные недостатки можно объяснить исторической молодостью науки о морских берегах. Лишь с ее развитием был собран обширный фактический материал, который позволил раскрыть особенности формирования берегов в различных физико-географических и геологических условиях и глубоко проникнуть в сущность протекающих в береговой зоне процессов. С наибольшей

полнотой все эти вопросы получили освещение в монографии В.П. Зенковича «Основы учения о развитии морских берегов» [1962].

Появившиеся в разное время классификации типов берегов сыграли положительную роль в истории науки. Почти каждая из них явилась своего рода обобщением, итогом существующих на определенном этапе развития науки знаний о берегах отдельных морей и океанов или земного шара в целом. Авторы статьи сочли возможным предложить классификацию, которая позволяет отразить на мелко-масштабных картах типы берегов Мирового океана с учетом требований, предъявляемых на современном этапе развития науки о берегах [Ионин, Каплин и Медведев, 1961а].

При разработке классификации мы руководствовались тем, что она прежде всего должна отражать морфологические особенности и, генезис основных типов берегов, встречающихся в различных физико-географических условиях. В ней должны быть показаны основные рельефообразующие процессы, в результате действия которых формируется тот или иной неповторимый рельеф береговой зоны, а также общие закономерности и тенденции современной динамики берега. Наконец, важным классификационным признаком, отражающим морфологию и стадию развития берега, является характер расчлененности береговой линии.

Выделенные нами на основе указанных признаков типы берегов Мирового океана подразделяются на три основные группы (табл. 1). В первую входят молодые, мало измененные морем берега, рельеф которых сформирован в основном различными субаэральными и тектоническими процессами, а современное развитие происходит главным образом под влиянием денудационных процессов. Современные очертания этих типов берегов возникли в ходе поздней и послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Их молодость обусловлена сравнительно недавним освобождением многих приполярных побережий от материкового льда и малой интенсивностью береговых процессов в районах, сложенных устойчивыми к размыву породами, и в полярных районах, берега которых большую часть года блокированы морским льдом.

Во вторую группу включены берега, активно развивающиеся в настоящее время под действием неволновых факторов — твердого стока рек, приливных колебаний уровня, термического воздействия морской воды на многолетнемерзлые горные породы, жизнедеятельности организмов, склоновых процессов и др. Их воздействие проявляется на сравнительно ограниченных участках побережья и чаще всего подчиняется законам широтной зональности (т. е. оно приурочено к определенным географическим зонам). Примером этого могут служить термоабразионные берега приполярных областей и биогенные типы берегов (коралловые и мангровые) тропических широт.

Таблица 1

Морфогенетическая классификация типов морских берегов

Группа	Тип	Общепринятое название
I. Берега, сформированные субэвральными и тектоническими процессами и мало измененные морем	<i>A. Первично расчлененные берега</i>	
	1. Тектонического расчленения	Далматинский, сбросово бухтовый
	2. Эрозионного расчленения	Лиманный, эстуариевый
	3. Эрозионно-тектонического расчленения	Риасовый
	4. Ледниково-тектонического расчленения	Фиордовый, фиардовый
	5. Ледниково-эрозионного расчленения	Фиордовый
	6. Экзарационного и ледниково-аккумулятивного расчленения	Шхерный, фиардовый
	7. Вулканического расчленения	Вулканический (кратерный)
	8. Эолового расчленения	«Аральского» типа
	<i>Б. Первично ровные берега</i>	
II. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых факторов	9. Складчатые ровные	—
	10. Обросовые ровные	—
	<i>A. Потамогенные берега</i>	
	11. Дельтовые	Дельты
	12. Берега аллювиальных равнин	—
	<i>Б. Прилинные берега</i>	
	13. Наттовые	Найденные, маршевые
	<i>В. Биогенные берега</i>	
	14. Коралловые	Коралловые
	15. Мангровые	Мангровые
III. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами	<i>Г. Термоабразионные берега</i>	
	16. Термоабразионные в рыхлых четвертичных толщах	Термоабразионные
	17. Ледяные	»
	<i>Д. Гравиационные берега</i>	
	18. Денудационные	—
	<i>А. Выравнивающиеся берега</i>	
	19. Абразионные бухтовые	Зубчатые
	20. Абразионно-аккумулятивные	—

Давая наименование каждому типу берегов этих двух групп, мы старались наряду с генетическим определением использовать и

другую широко распространенную, хотя и не всегда точную, терминологию. Так, фиордовые берега, столь широко распространенные на побережьях Советского Союза, Скандинавии и Алеутских островов, на тихоокеанском побережье Канады и Чили, на Южном острове Новой Зеландии, отнесены нами к типам ледниково-тектонических и ледниково-эрозионных берегов. Это объясняется тем, что генезис фиордовых бухт обусловлен моделировкой ледниками эрозионных долин и тектонических депрессий, чаще всего приуроченных к радиальным тектоническим разломам, осложняющим воздымающиеся куполовидные структуры [Каплин, 1962]. Самостоятельная экзарационная роль ледников в данном случае ничтожна, но в отдельных случаях она может привести к формированию шхерных и фиордовых берегов.

В третью, основную и наиболее широко распространенную группу включены типы берегов, формирующиеся преимущественно волновыми процессами. Различия между ними определяются характером расчленения береговой линии (а значит, стадией развития берега) и преобладанием в их развитии абразионного или аккумулятивного процесса.

Наиболее молодыми в этой группе являются абразионные бухтовые берега (табл. 1, тип 19), эволюционирующие от первично расчлененных, сформированных субаэральными (риасовые берега) и тектоническими процессами, к выровненным. Выравнивание береговой линии происходит в результате срезания волнами мысов и заполнения вершин бухт рыхлым материалом. Постепенно подобный тип берега, вследствие активной аккумуляции обломочного материала и создания различных примкнувших и свободных аккумулятивных форм (морских террас, кос) может стать абразионно-аккумулятивным бухтовым (тип 20). Оба эти типа, генетически связанные друг с другом и находящиеся в стадии выравнивания, распространены на побережьях Мирового океана, сложенных сравнительно устойчивыми к абразии горными породами. При возникновении замыкающих аккумулятивных форм (пересыпей) образуется выровненный абразионно-бухтовый берег (тип 22), примером которого могут служить отдельные участки северо-восточного побережья Советского Союза, где многие фиордовые бухты отчленены от моря мощными пересыпями [Ионин, Каплин и Медведев, 1961б].

Берега эрозионного расчленения равнин и невысоких плато (лиманские) из выравнивающихся абразионных и абразионно-аккумулятивных бухтовых обычно эволюционируют в выровненные лагунные или лиманно-лагунные. Процесс выравнивания происхо-

дит или в результате создания пересыпей из обломочного материала, поступающего с разрушаемых коренных участков берега, разделяющих лиманы, или в результате образования берегового бара. В первом случае при сохранении значительных то протяжению абразионных участков, чередующихся с пересыпями лиманов, берега могут быть отнесены к выровненным абразионно- аккумулятивным (тип 22). Однако чаще при затоплении аллювиальных или флювиогляциальных равнин во время позднеледниковой трансгрессии океана возникли мощные береговые бары, отчленившие подтопленные морем эрозионные долины или пониженные пространства прибрежной суши. Так образовались выровненные аккумулятивные лагунные и лиманно-лагунные берега (тип 23). Они широко распространены в пределах дальневосточных берегов Советского Союза, на атлантическом побережье США и экваториальной Африки, на тихоокеанском побережье Австралии и т. д.

Отметим, что общая протяженность только лагунных берегов составляет не менее 13% от протяженности всех берегов Мирового океана [О. Леонтьев и В. Леонтьев, 1957].

Возможен и другой путь развития абразионных бухтовых берегов. В ходе активной абразии при уносе обломочного материала на дно или на соседние участки такой берег может выровняться без образования аккумулятивных форм и стать выровненным абразионным (тип 21). Однако обычно по мере выработки перед фронтом отступившего берега достаточно широкой подводной абразионной террасы, разрушение берега приостанавливается, клифы отмирают, и перед ними возникает широкий пляж, а затем и аккумулятивная терраса. Такие берега (тип 24) встречаются на побережьях дальневосточных морей Советского Союза, на Новой Земле, на юго-восточном побережье Австралии и т. д.

Геоморфологически зрелые берега, прошедшие длительный путь развития и нередко отличающиеся выровненностью береговой линии, могут быть вторично расчленены. Так, выровненные абразионные и абразионно-аккумулятивные берега (типы 21 и 22) при благоприятных условиях (в результате образования и выдвижения в море кос «азовского типа»^{*}) могут перейти в стадию вторично расчлененных абразионно-аккумулятивных бухтовых берегов (тип 26). Вторичное расчленение берегов может произойти при истощении

^{*} В Азовском море они наиболее ярко выражены и хорошо изучены; встречаются также в Анадырском заливе Берингова моря, в Татарском проливе и других местах.

вдольбереговых потоков: наносов или при прекращении подачи материала со дна. В этом случае аккумулятивные формы, отчленяющие фиорды, лиманы и прочие аналогичные акватории, размываются, в результате чего и возникают вторично расчлененные абразионные или абразионно-аккумулятивные бухтовые берега (типы 25 и 26).

В ходе эволюции не всегда, конечно, те или иные типы берегов проходят весь цикл развития. Из описанных эволюционных рядов (первично расчлененный — выравнивающийся — выровненный — вторично расчлененный) могут выпасть отдельные звенья (выравнивающийся, минуя стадию выровненности, может превратиться во вторично расчлененный тип берега), а в некоторых случаях волновые процессы не в состоянии изменить береговой рельеф, созданный субаэральными и тектоническими факторами. Такие берега как бы консервируются и пребывают в состоянии «вечной» юности, хотя очертания береговой линии могут изменяться в связи с эвстатическим повышением уровня Мирового океана или современными тектоническими движениями побережий.

Роль тектонических движений не нашла своего отражения в нашей классификации, хотя, как известно, они весьма существенно влияют на динамику берега [Ионин, Каплин и Медведев, 1961б]. Однако мы считаем, что тектоническое поднятие или погружение побережья не приводит к возникновению новых специфических типов берега. Это замечание относится в большой, степени и к геологическому строению берегов. Состав горных пород, как и относительные изменения уровня моря, влияет на темп развития берега, морфологию некоторых элементов рельефа береговой зоны, но не обуславливает формирования особых, новых типов берегов.

Предлагаемая классификация, естественно, имеет недостатки, не является (и не может быть) всеобъемлющей. Однако она с достаточной полнотой иллюстрирует разнообразие типов берегов Мирового океана, раскрывает их генезис и различные стадии развития. Эта классификация показывает, что многообразие типов берегов не образуется при случайном сочетании форм рельефа; она отражает тесную взаимосвязь различных типов берегов в пространстве и последовательность возникновения их во времени в едином закономерном процессе эволюции берега Мирового океана. Данная классификация в несколько сокращенном виде (за счет первой группы типов берегов); была использована при составлении геоморфологических карт материков для издаваемого в Советском Союзе физико-географического Атласа Мира [Ионин, Каплин и Медведев, 1961а].

Наряду с разработкой классификаций типов берегов ря-

дом исследователей затрагивались вопросы классификации типов побережий. В этом отношении заслуживает внимания карта береговых форм мира, составленная Мак-Гиллом [McGill, 1958, 1959], которую можно рассматривать как первое приближение, помогающее подготовить реалистическую и рациональную базу для усовершенствования классификации побережий, хотя до сих пор четкого разграничения между типом берега и типом побережья не проводилось.

Под типом побережья, в отличие от типа берега, мы понимаем такой участок окраины, материка, в пределах которого закономерно сочетаются различные формы и типы берегового рельефа, связанные общностью развития и образующиеся под воздействием волн и других рельефообразующих процессов и факторов на единый в генетическом отношении блок суши. Если берег является ареной развития главным образом современных процессов, отраженных в соответствующих формах рельефа, то в рельефе побережья фиксируются события более отдаленных геологических времен, охватывая более широкую область суши в пространстве и более обширный комплекс процессов во времени.

Современные побережья Мирового океана имеют сложный рельеф, закономерно связанный с рельефом внутренних частей суши. Они являются областью взаимодействия многих субаэральных факторов и процессов и отражают сложную историю развития окраин континентов, главным образом в четвертичное время.

Типы побережий, выделенные нами также по морфогенетическим признакам, представляют собой природные комплексы, одинаковые в сходных условиях на различных морях и океанах. Хотя современные формы рельефа, созданные волнами, и весьма резко выражены, они сосредоточены в узкой прибрежной зоне и не могут характеризовать рельефа побережья в целом. Однако данному типу побережья обычно соответствует комплекс выделенных типов берегов с определенным сочетанием форм рельефа, созданных преимущественно волновыми процессами. Так, типы побережий горных стран с рельефом, расчлененным тектоническими и эрозионными процессами (фиордовые побережья), охватывают окраины материков с разветвленной сетью фиордовых долин. Последние были созданы в результате сложного взаимодействия тектонических и эрозионных процессов и затоплены в результате послеледниковой трансгрессии моря. К этим типам побережий приурочены главным образом расчлененный абразионно-денудационный и выровненный абразионно-аккумулятивный с бухтами, отчлененными пересыпями, ти-

пы берегов.

Авторы считают, что предлагаемая классификация типов побережий с достаточной полнотой охватывает все разнообразие форм рельефа побережий Мирового океана. Впервые она (табл. 2) была использована при составлении карты типов побережий Советского Союза [Ионин, Каплин и Медведев. 1961б].

Весьма тесно связаны с проблемами классификации типов берегов и побережий вопросы геоморфологического районирования. По нашему мнению, районирование морских берегов с научно-теоретическими целями должно ставить своей задачей подведение итогов современных знаний основных закономерностей динамики и морфологии берегов и истории их развития, а также решение вопроса о пространственном размещении берегоформирующих факторов и процессов. С этой точки зрения целесообразно ввести следующие подразделения.

Береговая область обычно включает в себя несколько береговых районов, связанных между собой общностью развития, но различающихся современной динамикой и морфологией берегов.

Береговой район представляет собой участок береговой зоны, в пределах которого как отдельные формы, так и типы Надводного и подводного рельефа (а также их сочетания) образуют такой геоморфологический комплекс, который свойствен данному району и отличает его от двух других, находящихся по соседству. В таком районе должна существовать генетическая взаимосвязь между формами рельефа и общностью их развития. Это предполагает некоторое единство комплекса факторов и процессов, действовавших здесь в прошлом и действующих на современном этапе развития берега. Подобная характеристика района позволяет подходить к нему как к определенному географическому ландшафту со всеми присущими ему особенностями. Чаще всего тот или иной береговой район включает в себя несколько типов берегов, общность которых обусловлена единым ведущим фактором развития.

Более мелкими, чем район, таксономическими единицами являются подрайон и береговой участок. Обычно береговой участок соответствует тому или иному типу берега, однако это соответствие весьма условно. Последнее связано с тем, что в пределах данного моря можно встретить несколько участков побережья, характеризующихся распространением какого-либо определенного типа берега (фиордового, лагунного и пр.). В то же время они могут существенно различаться между собой по особенностям современной динамики берегов и по фазе своего развития. Эти различия обычно связаны либо со своеобразием ныне действующих в пределах данного участка побережья комплекса факторов, либо с интенсивностью проявления отдельных из них. В некоторых случаях, даже в пределах одного и того же типа берега, можно выделить береговые участки, отличные по современной динамике берегов.

Морфогенетическая классификация типов морских побережий

Таблица 2

Группа	Тип побережий	Общепринятое название	Тип берегов
Расчлененные ингрессионные	I. Побережья горных стран с рельефом, глубоко расчлененными эрозионными процессами	Фьордовые Рисовые	Расчлененный абразионно-денудационный Выровненный абразионно-аккумулятивный с отчлененными бухтами
	II. Побережья горных стран с рельефом, расчлененными тектоническими процессами	Фьордовые Лопастные	Расчлененный абразионно-денудационный Выровненный абразионно-аккумулятивный с отчлененными бухтами Сбросовый абразионно-бухтовый
	III. Побережья горных стран с ярко выраженными структурными формами рельефа, отпрепарированными ледниками	Шхерные	Расчлененный абразионно-денудационный
	IV. Побережья горных стран с рельефом, созданным вулканическими процессами	Вулканические	Бухтовый (кратерный) абразионно-денудационный Выровненный абразионно-денудационный
	V. Побережья горных стран с мощным покровом современных ледников, спускающихся к морю	Ледяные	Термсабразионный
	VI. Побережья равнин, сложенных рыхлой четвертичной толщей, с	Лиманные Эстуарные	Абразионно-бухтовый Выровненный лиманно-лагунный

Основой для понимания места и роли берегоформирующих факторов и процессов на побережьях морей и океанов является анализ как современных климатических условий суши и моря, так и геологического строения и истории развития рельефа прибрежной суши в целом на протяжении четвертичного периода. Лишь с завершением этого анализа, уяснением роли и места берегоформирующих факторов и процессов, установлением степени интенсивности проявления последних и выявлением ведущих можно приступать к выделению природных береговых областей и районов.

Мы считаем, что при выделении наиболее крупных таксономических единиц — береговых областей — следует учитывать, следующий комплекс признаков.

1. Геологическое строение (тектонику и литологию) прибрежной суши, с одной стороны предопределившее на отдельных участках побережья первичные контуры береговой линии, а с другой — оказывающее прямое влияние на современный облик абразионных участков и на темп абразионных процессов.

2. Четвертичную историю прибрежной суши, в ходе которой формировался ее рельеф под влиянием субаэральных процессов (эрозионная работа рек, эрозионно-аккумулятивная деятельность четвертичных ледников) и эндогенных сил (новейшая тектоника, вулканизм).

3. Современную топографию и уклоны поверхности прибрежной суши, до некоторой степени унаследованные от позднеледникового времени и явившиеся причиной развития того или иного участка по аккумулятивному или абразионному типу.

В основу выделения береговых районов положен уже несколько иной принцип, а именно: комплекс факторов и процессов, взаимодействие и взаимообусловленность которых привели к созданию определенных типов берегов и их сочетаний. Наряду с волновыми процессами к ним относятся:

а) процессы, связанные с климатическими особенностями побережья и подчиняющиеся законам широтной зональности — солифлюкция, термическая абразия, нивация, физическое и химическое выветривание, склоновые процессы, твердый сток рек;

б) современные вертикальные движения побережья, влияющие на ход абразионно-аккумулятивных процессов в береговой зоне и на эволюцию береговой линии в целом;

в) приливные колебания уровня моря и связанные с ними течения, обуславливающие расширение зоны воздействия волн на берег и способствующие созданию специфических форм рельефа на подводном склоне (приливных бенчей).

Таким образом, выявление ведущих факторов и процессов определяет динамику и морфологию берегов в пределах данного геоморфологического района, а также стадию их развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Добрынин Б.Ф.* Обзор современных классификаций береговых форм.— Уч. зап. МГУ, 1937, вып. 16.
- Зенкович В.П.* Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. Изд-во «Морской транспорт», 1946.
- Зенкович В.П.* Мировые карты типов морских берегов.— Труды II Всес. геогр. съезда, т. 3, 1949.
- Зенкович В.П.* Динамическая классификация морских берегов.— Труды: Ин-та океанол. АН СССР, т. 10, 1954.
- Зенкович В.П.* Рецензия на книгу Х. Валентина «Морские берега Земли».— Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 91, 1959.
- Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Зенкович В.П., Леонтьев О.К., Бугоркова О.С.* Карты типов берегов Мирового океана. Морской Атлас, II. Изд. МГШ ВМФ СССР, 1953.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С.* Классификация типов берегов земного шара (применительно к физико-географическому Атласу Мира).— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 12, 1961а.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С.* Некоторые результаты региональных исследований на побережьях морей Советского Союза.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961б.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С.* Карта современных вертикальных движений берегов морей СССР и геолого-геоморфологические методы их изучения.— Сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». Изд-во АН СССР, 1961в.
- Каплин П.А.* Фиордовые побережья Советского Союза. АН СССР, 1962.
- Леонтьев О.К.* Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, 1955.
- Леонтьев О.К.* К вопросу о классификации и геоморфологическом картировании морских берегов.— Уч. зап. МГУ, 1956, вып. 182.
- Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ, 1961.
- Леонтьев О.К. и Леонтьев В.К.* К вопросу о генезисе и закономерностях развития лагунных побережий.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 2, 1957.
- Шукин И.С.* Общая морфология суши, т. II. ОНТИ, 1938.
- Cotton C.A.* Criteria for the classification of coasts.— 17th Internat. Geogr. Congr. Abstracts of papers. Washington, 1952.
- Cotton C.A.* The deductive morphology and the genetic classification of coasts.— Scient. Monthly, 1954, v. 78, N 3.
- Johnson D.W.* Shore processes and shoreline development. N. Y., 1919.
- Martonne E. de.* Traite de geographie physique. Paris, 1909.
- McGill J. T.* Map of coastal landforms of the world.— Geogr. Rev., 1958. v. 48, N 3.
- McGill J. T.* Coastal classification maps: a review.— Second Coastal Geogr. Conf. Washington, 1959.
- King C. A. M.* Beaches and coasts. London, 1959.
- Price W. A.* Environment and history of identification of shoreline types.— Quaternaria, 1956, v. 3.
- Richthofen F.* Fiihrer fur forschungsreisende. Hannover, 1889;
- Schluter O.* Ein Beitrag zur Klassifikation der Kustentypen. Z. Ges. Erdkunrde, Berlin, 1924, N 8—10.
- Shepard F. P.* Submarine geology. N. Y., 1948.
- Susse E.* Das Antlitz der Erde, Abt. 1. Wien, 1885.
- Valentin H.* Die Kusten der Erde. Gotha, 1952.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

В предыдущих разделах работы освещались вопросы, связанные с развитием побережья в ходе колебательных или однозначных вертикальных движений уровня океана. Вертикальные движения уровня океана или суши не обуславливают полностью современного развития береговой зоны, не приводят к созданию специфических типов берегов, а являются фоном, влияющим на интенсивность волновых процессов на берегах Мирового океана. Динамику береговой зоны определяют волновые процессы и баланс обломочного материала [Зенкович, 1946а, 1962а; Леонтьев, 1955, 1961].

Характер волнения не однороден в разных районах Мирового океана. Анализ общей характеристики волнения и использование статистических данных о повторяемости ветров позволяют выделить на земном шаре несколько областей, отличающихся характером воздействия волнения на берега. Две из них являются зонами сильных штормов, повторяющихся весьма часто в так называемых «штормовых поясах» Северного и Южного полушарий. Среднемесячными крайними широтами зоны максимальной частоты ветров штормовой силы в Южном полушарии являются 47 и 60°, в Северном — 26 и 76°. Частота штормовых ветров в этих зонах равняется в Южном полушарии 24% зимой и 17% летом, а в Северном — соответственно 24 и 5%. Таким образом, берега Тихого океана, например, севернее линии Хонсю — Калифорнийский полуостров и южнее о. Чилоэ в Южной Америке, подвержены, особенно в зимнее время, длительному воздействию мощных штормовых волн.

Вне зон штормовых волн большую роль в формировании берегов играют волны зыби, распространяющиеся от штормовых поясов («ревущих сороковых») на 30—40° в обе стороны по направлению основных ветров по дугам большого радиуса. Вследствие преобладания западной воздушной циркуляции в Южном полушарии волны зыби, распространяющиеся от южной штормовой зоны, имеют преобладающее направление на с.-с.-в., а в северном — на ю.-ю.-в. Эта длиннопериодная зыбь почти постоянно обрушивается на западные окраины континентов. Восточные побережья материков подвержены менее постоянному воздействию волн зыби, хотя и здесь их влияние достаточно велико.

На многих побережьях почти не бывает сильных штормов и сильного воздействия зыби. Эта зона включает длительное время блокированные льдом берега Антарктиды, арктических областей Канады, берега большинства внутренних морей: Красного, Желтого, Южно-Китайского, Яванского, Банда, Карибского и др. Берега этих морей подвержены воздействию отдельных штормов, в результате которых могут возникнуть и волны зыби, но в целом штормовая дея-

тельность не столь активна, как в штормовых поясах, и проявляется на сравнительно коротких участках побережий.

Подобная общая картина режима волнения в Мировом океане позволила Д. Девису [Davies, 1964] выделить, четыре области побережий, отличающихся характером волнового воздействия на берега (рис. 1):

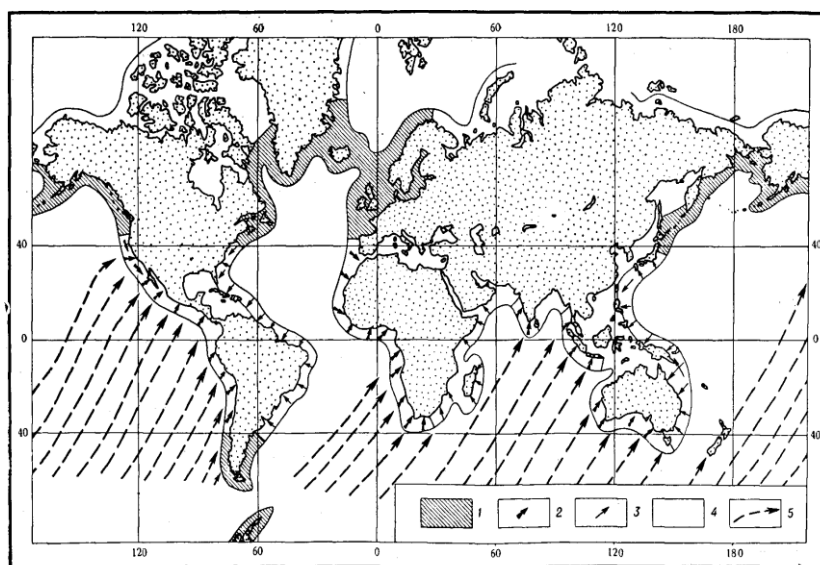


Рис. 1. Типы преобладающих волнений у побережий Тихого океана (Davies, 1964)

1 — побережья, находящиеся под преимущественным воздействием штормовых волнений; 2 — побережья, находящиеся под преимущественным воздействием волн зыби западных направлений; 3 — побережья, находящиеся под преимущественным воздействием волн зыби восточных направлений; 4 — побережья, испытывающие слабое волновое воздействие; 5 — пути распространения волн зыби западных направлений

1) область штормовых волнений северной и южной частей океана; 2) область западных краин континентов, где динамика береговой зоны обусловлена постоянными волнами зыби, распространяющимися с юго-запада и северо-запада; 3) область восточных краин континентов, подверженных нерегулярному воздействию зыби и штормовых волн; 4) область сравнительно слабых штормов и зыби.

По Д. Девису, в соответствии с режимом волнения на берегах преобладают те или иные формы рельефа. Он считает, что в области штормовых волнений преобладают абразионные формы рельефа (клифы, абразионные платформы и т. п.). Аккумулятивные формы,

пляжи невелики по размерам, часто эфемерны и созданы преимущественно из грубообломочного материала, набрасываемого штормовыми волнами.

Однако, рассматривая результаты волновой деятельности, Девис не учитывает, что огромную роль в развитии и распределении береговых форм играют рельеф суши и дна, количество и состав обломочного материала, поступающего в береговую зону, геологическое строение побережья. В строении аккумулятивных форм отражается влияние и некоторых других процессов, связанных с климатическими особенностями широтных зон.

Накопление аккумулятивных образований, сложенных грубообломочным материалом, в значительной степени обусловлено тем, что в субарктической и умеренной зонах преобладают процессы физического выветривания, и при разрушении суши в береговую зону попадают грубые обломки пород в виде гальки, щебня и даже валунов. Кроме того, большое значение имеет тот факт, что в береговой зоне здесь сохранились толщи флювиогляциального и ледникового материала, вынесенного ледниками и их талыми водами. Из этих отложений, как правило, и формируются пляжи и другие аккумулятивные формы.

Аккумулятивные формы, сложенные галькой с примесью гравия и крупнозернистого песка, доминируют в рельефе береговой зоны Скандинавского и Чукотского полуостровов, Восточной Камчатки, западной части Охотского моря, северного Приморья, Аляски и Канады, Алеутских островов, Новой Земли и Шпицбергена. Отдельные районы распространения песчаных аккумулятивных образований приурочены к зонам развития рыхлых третичных и четвертичных песчаных пород (Сахалин, Западная Камчатка), туфогенных молодых вулканических образований (Курильские острова), к районам дельт больших рек (Юкон) или участкам замкнутых бухт, где отлагается тонкий материал, выносимый талыми водами из-под современных ледников (заливы южной Аляски).

В свою очередь, наличие в береговой зоне грубообломочного материала способствует развитию абразионных форм рельефа, так как грубые наносы при волнении интенсивно истирают породы, слагающие береговые обрывы. По-видимому, это является одной из причин, что в субполярной и умеренной зонах более широко распространены абразионные формы рельефа, сформировавшиеся во время активизации размыва в последний период развития послеледниковой трансгрессии.

В низких широтах умеренной зоны и главным образом на побережьях субтропической, тропической и экваториальной зон, географически совпадающих с областью преобладания зыби, хорошо развиты аккумулятивные формы, а размыв, напротив, идет замедленно по сравнению с выветриванием, что объясняется особенностями климата.

Глубокое химическое выветривание склонов горных массивов, размыв латеритов и лёссов ведут здесь к быстрому разрушению горных пород, к обильному выносу в береговую зону тонкого материала. В субтропической, тропической и экваториальных зонах на побережьях океана особенно характерно отложение в береговой зоне огромных масс ила и выколаживание в связи с этим верхней части шельфа. Абразионные процессы, даже в тех районах, где прочие условия благоприятны для их развития, замедлены в связи с отmelостью подводного склона и отсутствием грубого абразивного материала, истирающего породы береговых склонов.

На берегах Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей, например, преобладание илистых наносов связано с огромными выносами китайских рек, размывающих лёссовые толщи. На Американском континенте и в Африке илистые частицы поступают в береговую зону в результате смыва коры выветривания, подвергшейся глубокому химическому выветриванию. Таким образом, намечаются различия в проявлениях абразионно-аккумулятивного процесса, связанные с климатической зональностью Мирового океана.

До настоящего времени в литературе не отмечалось принципиальных различий в закономерностях формирования открытых берегов океана и берегов внутренних морей. Естественным казалось, что процессы динамики берегов океана и шельфовых морей одинаковы. Однако фактический материал, собранный в последнее время, показывает, что это предположение безосновательно [Каплин, 1967; Каплин и др., 1971а, б]. Прежде всего выявляются различия в динамике аккумулятивных форм, обусловленные особенностями прибрежных зон океана и внутренних морей. В зависимости от механизма образования и способов питания материалом аккумулятивные формы, как известно, можно разделить на два типа: 1) возникшие из наносов, выбрасываемых волнами со дна, т. е. при поперечном по отношению к линии берега движении обломочного материала, и 2) питающиеся от ближайших источников наносов (абразионные участки берега, устья рек) при продольном или вдольбереговом перемещении обломочного материала.

Возникновение аккумулятивных форм, созданных при вдольбереговом перемещении наносов, свойственно обычно районам, имеющим сложнорасчлененную береговую линию. Последнее способствует изменению условий на участках возникновения аккумулятивных форм, которые отличаются друг от друга морфологическими особенностями. Отсюда возникает многообразие типов аккумулятивных форм, созданных в результате вдольберегового перемещения наносов, по сравнению с немногими типами аккумулятивных образований, созданных при выбросе материала со дна. Это многообразие, естественно, больше привлекает исследователей.

Многообразие аккумулятивных форм вдольберегового перемещения не означает их большого распространения на берегах Ми-

рового океана, напротив, они встречаются в особых, нетипичных для большинства районов океана условиях: по берегам внутренних небольших по размерам бассейнов, обычно удлиненной формы, с крутыми уклонами подводного склона.

Здесь мне хотелось еще раз подчеркнуть различие в условиях образования аккумулятивных форм, существующих на открытых океанских берегах и во внутренних морях. Побережья внутренних морей изучены лучше, чем типичные океанские берега. К изучению последних еще только приступают. Но случилось так, что закономерности, подмеченные на внутренних морях, более доступных исследователям, распространяются на все берега океана. Это обстоятельство также послужило причиной того, что аккумулятивным формам вдольберегового перемещения отводится большее место, в строении берегов, чем это есть на самом деле. Следует, правда, заметить, что процессы вдольберегового перемещения материала во многом определяют заносимость или размыв берегов и, следовательно, условия эксплуатации гидротехнических сооружений, т. е. имеют огромное практическое значение, поэтому внимание исследователей к этим вопросам вполне оправдано. В чем же отличия условий образования аккумулятивных форм, созданных на открытых океанских берегах и на побережьях внутренних морей?

Это отличие обусловлено прежде всего разным характером волнового режима прибрежных зон. На внутренних морях основное воздействие на береговую зону оказывают сравнительно короткопериодные ветровые волны, тогда как для океана характерно преобладание длиннопериодных штормовых волн и волн зыби.

Воздействию волн зыби почти постоянно подвержены огромные по протяжению участки берегов Американского континента от Калифорнии до южного Чили, западные берега Африки и Европы (в пределах Бискайского залива), побережья Австралии, п-ова Индостан, берега островов Суматра и Ява. Менее периодически, но также достаточно мощно воздействует зыбь на восточные окраины материков Южной Америки и Африки.

На первый взгляд, кажется, что во многих районах океанского побережья должны преобладать аккумулятивные формы, созданные при вдольбереговом движении материала, так как основное направление распространения волн имеет угол $20\text{--}40^\circ$ по отношению к линии берега.

В 1962 г. Сильвестр [Silvester, 1962a], основываясь на анализе ориентировки асимметричных вогнутостей берега и направления волновых равнодействующих, пытался нарисовать общую картину распределения вдольбереговых потоков наносов. На мировой карте им нанесены многочисленные потоки наносов у берегов Южной и Центральной Америки, Африки, Индостана, Австралии. Карта Р. Сильвестра основана на следующих теоретических предпосылках автора: а) штормовые волны из-за их короткой длины не определяют

движения наносов вдоль берега; б) волны зыби, возникающие от постоянной из года в год повторяющейся системы, вызывают массовое движение наносов вдоль берега. Это перемещение обломочного материала при волнах с периодом до 15 сек может захватывать зону до глубины 180 м; в) карты берегов океана показывают соответствие между генеральным направлением постоянных ветров и движением наносов вдоль аккумулятивных берегов [Silvester, 19626].

Однако фактические данные по перечисленным районам побережья Мирового океана показывают, что здесь не встречаются значительные по протяжению и мощности вдольбереговые потоки наносов, не отмечаются и крупные аккумулятивные формы, ими созданные. Наиболее распространены на океанских берегах, напротив, формы, созданные при поперечном перемещении наносов [Берега Тихого океана, 1967].

Рассмотрим для примера тихоокеанское побережье Южной Америки. Оно замечательно тем, что может представляться как наиболее типичное из побережий океана. В самом деле, побережье своим фронтом обращено к открытому океану, имеет сравнительно узкий однородный шельф, его геологическое строение не отличается большой пестротой. Конфигурация береговой линии материка полностью предопределена одной из величайших горных систем мира — Андами, и в соответствии с ней берег вытянут в меридиональном направлении, пересекая почти все географические зоны от экватора до субарктики. Здесь по сравнению с другими районами до минимума сведено влияние местных факторов: локальных геологических структур, режима изолированных внутренних акваторий, различий в орографии прилегающей суши, выносов крупных и полноводных рек и т. п. Поэтому мы вправе ожидать, что в развитии береговой зоны Южной Америки наиболее ярко проявляются закономерности, обусловленные воздействием океанских волн, с одной стороны, и процессами, определяемыми широтной зональностью, с другой.

Побережье центральной части Южной Америки на картах мелкого масштаба выглядит удивительно ровным, созданным в основном абразионными процессами. Однако это далеко не так. Абразионные участки по длине составляют, пожалуй, меньшую часть побережья. На большей его части развиты примкнувшие аккумулятивные формы: очень широкие пляжи, аккумулятивные террасы, прислоненные к отмершим клифам. Свободные аккумулятивные формы здесь не встречаются и вдольбереговые перемещения наносов практически отсутствуют, хотя берег находится под постоянным воздействием зыби, приходящей с юго-западными пассатными ветрами под углом к береговой линии. Просматривая крупномасштабные карты и аэрофотоснимки, можно видеть, что у мысов и портовых сооружений, выдвинутых далеко в море (например, в Пиментале пирс выдвинут в море на 600 м, в Етене — на 500 м), углы береговой линии с наветренной стороны не заполняются. Это наглядно свидетельст-

вует об отсутствии потока наносов вдоль берега.

Проходя над широкой зоной мелководья, длиннопериодные океанские волны зыби деформируются далеко от берега, изгибают свой фронт и подходят к суше почти по нормали. Рефракция длинных волн при прохождении над широкой зоной подводного склона — причина отсутствия вдольбереговых потоков наносов. Видимо, это явление не учитывалось Р. Сильвестром при составлении им карт потоков наносов.

В то же время зыбь вызывает постоянный, почти не прекращающийся прибой, который определяет исключительную интенсивность процессов поперечного движения наносов и выработки профиля равновесия подводного склона. Уклоны последнего достаточно пологи по отношению к крупным волнам зыби, зарождающимся в центральных частях Тихого океана. Наиболее отменно описываемое побережье в северных районах. Здесь изобата 6 м нередко отходит от берега на 1 км, а уклоны до глубины 10 м в разных районах колеблются в пределах 0,01—0,05. Значительные по протяжению участки побережья окаймляются пляжем шириной более 100 м, нередко до 200—250 м, встречаются и участки с осушкой шириной 100—150 м. Пляж в таких районах примыкает к равнинным пустынным пространствам или к высокому (10—15 м) уступу террас.

Интересно отметить, что при господстве зыби, подходящей с юго-запада, на некоторых участках побережья Южной Америки наблюдается незначительное заполнение наносами вогнутостей с северо-западной и северной сторон мысов и сооружений. Порт у м. Салаверри, например, построен именно с таким расчетом, чтобы избежать заносимости с севера. То же самое наблюдается на юго-западе Мексики. Д. Бранд [Brand, 1957], изучавший минералогию пляжевых накоплений этого района, показал, что наносы здесь имеют тенденцию к перемещению вдоль берега с северо-запада на юго-восток, навстречу основному лучу распространения зыби.

Подобные феномены можно объяснить действием местных короткопериодных волн, способных перемещать наносы вдоль на коротких участках. Подводный склон, который для крупной зыби можно рассматривать как отмель, для этих коротких крутых волн достаточно приглуб, и их деформация начинается на малых глубинах почти вблизи уреза, в очень ограниченной по ширине зоне. Если ширина этой зоны равна нескольким длинам волн, то в процессе деформации и разрушения короткие волны не испытывают полной рефракции и подходят к берегу под некоторым углом. В этом случае развиваются волновые вдольбереговые течения, которые будут транспортировать наносы вдоль берега. Однако результат геологической деятельности таких вдольбереговых потоков наносов, естественно, на несколько порядков ниже, чем результат работы зыби по выбросу огромных масс материала со дна к берегу.

Анализ геоморфологической обстановки позволил сделать

вывод о преобладающем влиянии поперечного движения материала на динамику береговой зоны Южной Америки [Каштан, 1967]. Впоследствии этот вывод был подтвержден анализом гидродинамических условий района, проведенным И. Ф. Шадриным [Каплин и др., 1971а, б].

Вывод о преобладании поперечного движения наносов в береговой зоне, динамика которой определяется воздействием длиннопериодных волн, правомерен не только для Южной Америки, но и вообще для всех океанских побережий.

Аккумулятивные формы, созданные из донных наносов в результате поперечного перемещения обломочного материала, широко развиты вдоль Восточной Австралии, Мексики, Центральной Америки, п-ова Индостан, Африки. Атлантическое побережье Африки в этом аналогично побережью Южной Америки. К сожалению, каких-либо материалов по этому району нет. Мне известны лишь исследования, проведенные группой голландских инженеров из Дельфтской гидравлической станции в районе Аккры в связи со строительством порта в лагуне Кора. По свидетельству Аллерма (личное сообщение), опыты с люминофорами не показали, что наносы движутся вдоль этого побережья с запада на восток, хотя наиболее часто повторяются в этом районе волны зыби (период 10—20 сек), подходящие с юго-востока под углом к береговой линии. На исследованном участке так же, как и в других районах атлантического побережья Африки, преобладают аккумулятивные формы, созданные при поперечном движении материала, т. е. прислоненные аккумулятивные террасы, бары и широкие пляжи.

Возникает вопрос, откуда берутся огромные запасы рыхлого материала, которыми в течение длительного времени питаются такие аккумулятивные формы. Многочисленные данные по тихоокеанскому побережью Северной и Южной Америки, по Австралии показывают, что поступление донного материала на береговые аккумулятивные формы и дюнные массивы происходит в течение нескольких тысячелетий.

В пределах лагунного побережья Калифорнийского полуострова, по данным Ф. Флегера [Phleger, 1965], аккумуляция наносов, перемещающихся со дна, происходит непрерывно на протяжении последних 8—10 тыс. лет. В результате здесь созданы пересыпи и лагунные гряды дюн высотой более 25 м. Общая протяженность фронта движущихся дюнных полей оценивается приблизительно в 10 морских миль. Это означает, что ежегодно в одну лагуну Гуэрре-Негро поступает около 350 тыс. м³ песчаного материала, транспортируемого ветром. Дюны движутся со средней скоростью 18 м/год, что соответствует перемещению 23 м³ песка с каждого метра фронта дюнного поля. Кроме того, происходит общее нарастание берега. Только за последние 2 тыс. лет берег выдвинулся на 2 км в сторону моря. Морское происхождение песка, слагающего в этом

районе береговые формы и дюны, бесспорно доказываются результатами его минералогического анализа. Лагунные бары состоят из хорошо сортированного песка с большой примесью ракуши и фораминифер. Некоторые из раковин принадлежат моллюскам, живущим не в прибрежной зоне, а глубже ее. Ф. Флегер считает, что переработке подверглась широкая зона подводного склона по крайней мере до глубин 30 м.

На побережье Южной Америки песок, выбрасываемый со дна, также слагает не только береговые аккумулятивные формы, но и дюны. Мощные дюнные массивы встречаются здесь на поверхности аккумулятивных террас, плато и низменностей. В Перу они движутся по поверхности плато в сторону Анд. Х. Финкель [Finkel, 1959] отмечает, что скорость движения дюн по наклонному плато в районе г. Мольендо достигает 4—48 м в год. Дюнные пески залегают здесь на поверхности плато, состоящего на 70% из гипса и на 30% из каменной соли. Дюны Перу и северного Чили — чрезвычайно мощные образования, находящиеся в постоянном движении.

Х. Смит [Smith, 1956] описывает движущиеся дюны - барханы, занимающие несколько квадратных километров и достигающие высоты более чем 50 м. В северном Чили дюны перемещаются по неровной поверхности террасы по двум главным направлениям потоков ветров, дующих с юго-запада и юг-юго-запада [Segerstrom, 1962]. На своем пути дюны погребают все неровности рельефа и, подступая к предгорьям Анд, наползают на отроги горных цепей, находящиеся на высоте более 1000 м над уровнем океана (рис. 2, а, б).

Пески дюн, как отмечают Х. Финкель и К. Сегерстром [Segerstrom, 1962], имеют морское происхождение и по минералогическому составу отличаются от коренных пород предгорных плато. Песок состоит в основном из хорошо окатанных и хорошо сортированных зерен полевого шпата, кварца и магнетита. Около 99% песка имеет крупность в пределах от 0,5 до 0,05 мм. В пluvialные периоды в результате интенсивного размыва с поднимающихся горных цепей Анд в океан были снесены огромные массы песка, которые, видимо, скопились на шельфе и подводном склоне. Шельф стал своеобразным коллектором обломочного материала. В голоцене после замедления поздне- и послеледниковой трансгрессии поднятие страны стало обгонять поднятие уровня океана. При этом в результате постоянного действия прибоя при перестройке подводного берегового склона идет процесс интенсивного выноса обломочного материала со дна к урезу. Здесь формируются дюны, которые под действием тех же постоянных и устойчивых ветров двигаются в глубь суши и «уходят» к Андам. Одновременно происходит дефляция уже поднятых участков морского дна и мощность дюн возрастает.

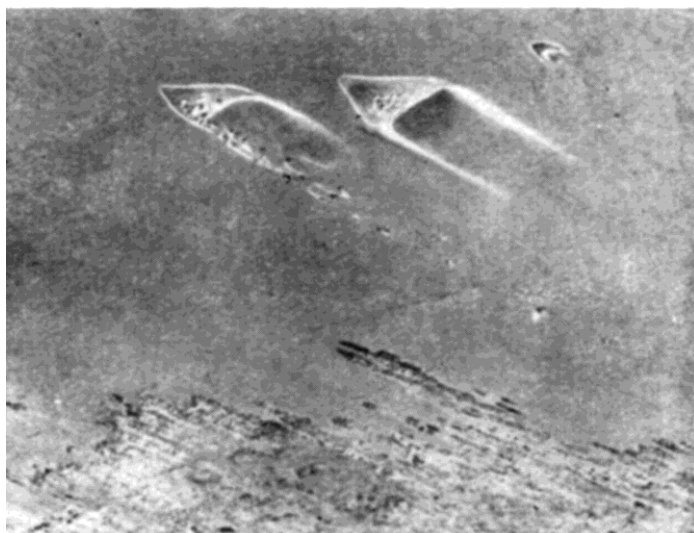


Рис. 2. Миграция песка с осушек в сторону суши:
а) песок, поступающий со дна и приливной осушки,
б) на поверхности прибрежного плато из песка формируются дюны, двигающиеся с юго-запада на северо-восток (по Джонсону, 1930)

Если иметь в виду, что поднятие побережья происходит весьма интенсивно и довольно длительное время, то следует считать, что процесс поступления песка со дна на сушу вдоль всего побережья центральной части Южной Америки играет определенную роль в развитии рельефа прибрежной зоны огромных площадей материка.

Описанное явление определяется общими для океанских побережий процессами: затоплением во время послеледниковой трансгрессии плоских равнин с огромными запасами обломочного материала и действием длиннопериодных волн. Поэтому можно предполагать, что процессы поступления обломочного материала со дна к берегу и образования аккумулятивных форм, созданных в результате поперечного перемещения, наносов, имеют планетарное значение и характерны для динамики береговой зоны океана.

В результате длительной аккумуляции донного материала на берегах океана происходит нарастание берегов аккумулятивных, а в ряде случаев и абразионных. К подножью клифов абразионных участков берега часто причленяются аккумулятивные береговые формы типа примкнувших террас (побережье Чили, Перу, Западной Африки, Восточной Австралии, Западной Мексики, Северо-Восточной Азии) и береговые бары, отделяющие лагуны (побережья Калифорнии, Центральной Америки, Мексиканского залива, Камчатки, Сахалина и т. д.).

В отличие от океанских берегов на берегах внутренних морей часто наблюдаются крупные по размаху продольные миграции обломочного материала и мощные вдольбереговые потоки наносов. В самом деле, на внутренних морях благодаря анизотропности их берегов условия для возникновения односторонних миграций и существования больших по протяженности потоков наносов более благоприятны, чем на открытых океанских побережьях. Здесь обычно господствуют крутые короткопериодные волны, преимущественно одного направления. В результате при косом подходе волн к берегу возникает мощный вдольбереговой поток энергии, обладающий большой наносодвижущей силой.

Большое значение для зарождения потоков наносов имеет форма акватории внутренних морей. Обычно значительное по протяженности перемещение наносов вдоль берега возникает на берегах удлинённых акваторий. Это связано в первую очередь с асимметрией бассейна, в котором энергетические равнодействующие волнения приобретают ярко выраженное направление вдоль длинной оси акватории. В. П. Зенкович в 1952 г. дал блестящий анализ развития аккумулятивных форм на берегах удлинённых акваторий [Зенкович; 1952]. Его выводы полностью подтверждаются большим количеством фактического материала, собранного в последние годы.

Примером такого потока служит движение наносов вдоль западных берегов Сахалина. Эта часть побережья Сахалина обращена к узкому, вытянутому в субмеридиональном направлении Татарско-

му проливу. Волнение с юга и юго-востока, со стороны Японского моря, преобладает в проливе и порождает почти постоянное движение наносов, направленное с юга на север. Непрерывный, довольно мощный поток наносов зарождается здесь на северном участке между мысами Фуругельма и Жонкьер. К северу от м. Жонкьер мощность этого потока быстро нарастает и уже в районе сёл. Виахта он становится насыщенным, наносы выпадают из потока, наращивают косу Тык и заполняют вершину Татарского пролива. Южнее этого участка выраженного потока наносов не существует.

В. С. Медведев [1961a], анализируя динамику берега западного Сахалина, указывает, что прежде почти вдоль всего побережья существовал поток наносов, питавший многие аккумулятивные формы (м. Слепиковского, м. Ламанон и др.). Однако в настоящее время в связи с дефицитом наносов (в результате отмирания абразионных форм рельефа) поток иссяк и, хотя, по-видимому, емкость его по-прежнему велика, он разделился на отдельные участки и сохранился в виде локальных участков берега.

Потоки наносов той или иной протяженности отмечаются для некоторых других берегов внутренних морей: на балтийском побережье Польши, на берегах Чукотского полуострова (район косы Чаплина, на северо-восточном побережье зал. Креста, в Анадырском лимане), в вытянутой с юга на север акватории зал. Корфа, на восточном берегу Камчатки (Карагинский пролив), на Аляске (район п-ова Сьюард и юго-восточный берег зал. Бристоль), в Калифорнийском заливе вдоль материкового берега.

Вместе с тем следует отметить, что даже на берегах внутренних морей в настоящее время, как мы могли убедиться на примере западного Сахалина, условия для вдольберегового перемещения материала не столь благоприятны, как это было в период развития трансгрессии. В современную эпоху многие потоки наносов в связи с замедлением абразионных процессов иссякают и прерываются. Подобное явление характерно и для многих участков побережья Анадырского залива, Корякского полуострова, Аляски, Черного моря, а также и западной Камчатки, где, очевидно, существовало два потока наносов от центральной части на юг и север. В настоящее время потоки на побережье западной Камчатки иссякли и стало преобладать движение обломочного материала вверх по склону.

Характерный признак истощения потоков наносов — широкое распространение на побережьях отмирающих аккумулятивных форм.

Причиной различий в динамике берегов внутренних морей и океанских побережий является, как следует из вышеизложенного, разное соотношение между длинами эффективных волн и уклонами подводного берегового склона. В. В. Лонгинов [1963] совершенно справедливо указывает, что уклоны подводного берегового склона могут рассматриваться крутыми или отлогими в зависимости от

длины волн, подходящих к берегу. Если для океанских волн уклоны подводного берегового склона порядка 0,01 и больше не являются крутыми, то на внутренних морях эти же уклоны характеризуют приглубый берег.

Уклоны подводного берегового склона — основное условие распределения материала по крупности. Этому вопросу посвящено много исследований [Зенкович, 1962а; Леонтьев, 1961; и т. д.]. Следует только отметить, что существует очень четкая прямая и обратная связь между уклонами подводного склона и крупностью материала, его слагающего. В любом случае при наличии галечного материала создаются крутые уклоны и, наоборот, при наличии крутых уклонов подводного склона в приурезовой полосе будет накапливаться галечный материал. Для песчаных побережий свойственны малые уклоны.

Практически считается, что для галечных берегов внутренних морей характерны уклоны 0,01 и более, а для песчаных — менее 0,01. Этот вывод, основанный на очень большом фактическом материале, имеет решающее значение для анализа причин образования аккумулятивных форм различного генезиса [Зенкович, 1962а]. Уклоны подводного склона имеют значение и для рефракции волн у берегов, что было показано при анализе океанских побережий. В. П. Зенкович [1962а] указывает, что на открытых песчаных берегах, по имеющимся наблюдениям, волны никогда не разбиваются у пляжа под углом, отклоняющимся от нормали более чем на 10—15°, а крупная зыбь или штормовое волнение всегда подходят к урезу песчаного берега под углом, близким к 90°. Следовательно, во внутренних морях при крутых уклонах подводного склона (более 0,01) волны будут подходить к берегу, почти не изменяя направления луча.

Другими словами, при крутых уклонах подводного склона в случае преобладания какого-либо направления волн будет в наибольшей степени проявляться вдольбереговое перемещение наносов. В связи с тем, что при отсутствии рефракции параметры волн прибрежной зоны не будут резко отличаться от волн открытого моря, то основной расход энергии произойдет в приурезовой зоне. Таким образом, в описанном случае перемещение наносов будет происходить по пляжу и его можно называть «береговым продольным перемещением наносов» [Зенкович, 1962а].

Здесь же следует напомнить, что крутые уклоны подводного склона свойственны берегам внутренних морей, сложенным галечным материалом, т.е. береговое продольное перемещение наносов в наибольшей степени проявляется на галечных берегах. Иной механизм перемещения наносов будет иметь место при малых уклонах подводного склона (менее 0,01). Совершенно очевидно, что в этом случае волны открытого моря в небольшом количестве будут доносить свою энергию до пляжа, так как разбивание волн произойдет где-то далеко в море. На мелководье произойдет рефракция волн,

которые будут подходить к урезу под углом, близким к прямому, а вся остаточная энергия волн пойдет на поперечный вынос материала в сторону пляжа. Вдольбереговой перенос материала в этом случае, очевидно, будет осуществляться в зоне забурунивания на некотором расстоянии от уреза на глубине, определяющейся параметрами волнения. В результате этого процесса возникает донное продольное перемещение наносов. Существование вдольберегового донного переноса на песчаных отмелях побережьях внутренних морей закономерно. Выше было показано, что в условиях преобладания коротких волн при общем развитии поперечного материала на подводном склоне есть зоны (обычно зона разрушения волн), где гидродинамические условия способствуют в большей степени вдольбереговому перемещению, т.е. где $v_{пр.} > v_{поп.}$ (рис: 3). В условиях преобладания длинных волн такой зоны нет и во всех точках подводного склона $v_{пр.} < v_{поп.}$.

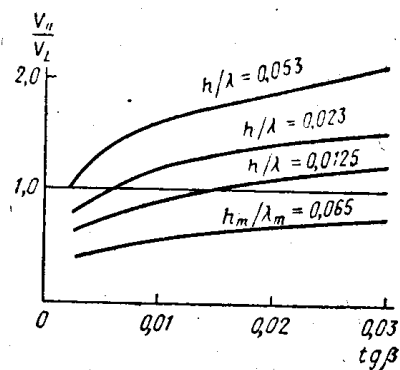


Рис. 3. Зависимость соотношения поперечного и продольного перемещения наносов от уклонов дна и крутизны волн (по И.Ф. Шадрину)

На берегах внутренних морей подводные береговые склоны с уклонами менее 0,01, как правило, сложены песчаным материалом, поэтому аккумулятивные формы на таких берегах должны быть образованы при преобладании поперечного перемещения наносов, а вдольбереговое перемещение будет осуществляться по дну примерно в зоне первого со стороны моря подводного вала [Айбулатов, 1959]. Таким образом, в результате донного вдольберегового перемещения материал любого происхождения может поступать на мелководные участки подводного склона, откуда далее эти наносы путем поперечного перемещения выносятся в сторону суши. Этим способом над урезом можно создать многочисленные аккумулятивные формы типа баров, сложенные не только материалом донного (ракуша, оолиты), но и любого другого генезиса.

Донное вдольбереговое перемещение песка хорошо изучено на Балтийском море, в частности в пределах побережья Польши [Зенкович, 1958; Каплин и Болдырев, 1961]. Донный поток песчаных

наносов вдоль балтийского побережья Польши имеет протяжение 250 км. Он зарождается в районе порта Колобжег и заканчивается косой Хель. Питание его в прошлом происходило в основном продуктами размыва моренных и флювиогляциальных толщ, залегающих как на дне, так и на берегу. Некоторое количество песка поступало в поток и за счет размыва миоценовых отторженцев, залегающих среди морены. В настоящее время песок поступает в зону движения наносов также и вследствие размыва старых дюнных массивов. Структура потока определяет многие морфологические черты побережья, и, прежде всего, отличие западной его части от восточной.

В западной части исследованного района (Колобжег — Ярославец), откуда поток наносов берет свое начало, мощность его, видимо, невелика. Водолазные обследования дна, проведенные автором, и бурение подводного склона показывают, что в этом районе наносы концентрируются в верхней части склона и в зоне подводных валов, которых здесь прослеживается два. Сами валы сложены мелкозернистым песком, тогда как в ложбине между ними и на дне перед первым валом обнажается морена. Относительная высота первого вала над дном равна 1,5 м, а расстояние его от берега — 100—120 м. Высота второго вала достигает 2 м, глубина над ним — тоже 2 м. Кроме того, некоторое количество песчаных наносов сосредоточивается в приустьевой полосе дна до глубины 1,5—2 м и на глубинах порядка 7—8 м. На глубине 8 м против оз. Ямно мощность песчаных накоплений не превышает 0,5 м, а на 12—20 м обнажается морена, представленная гравием, суглинком и валунами.

В районе портов Дарлово и Устка морена перекрывается слоем песка, причем на глубине свыше 20 м в пробах преобладает грубозернистый песок, более крупный, чем в прибрежной полосе. На участке от Колобжега до м. Ярославец невелики накопления песка и на берегу. Хотя пляж здесь прослеживается вдоль всего берега, ширина его редко превышает 20 м. Со стороны суши к пляжу примыкает искусственно закрепленная авантюна высотой 5—10 м. Ширина ее в этом районе 50—100 м. Со стороны моря авантюна почти всюду имеет следы волнового подмыва.

По мере увеличения насыщения потока наносов к востоку увеличивается мощность песчаной толщи на дне и усиливается аккумуляция песка на берегу. Последнее подтверждается прежде всего тем, что к востоку резко увеличивается мощность дюнных массивов в пределах пересыпей лагун и приморской равнины. На пересыпи оз. Вицке к авантуне со стороны суши примыкают гряды дюн высотой до 20 м. Еще далее к востоку, в районе порта Леба, дюнные массивы занимают всю площадь побережья на 3—4 км в глубь суши. Отдельные песчаные массивы достигают 40 м высоты. Дюны находятся здесь в движении, что можно наблюдать по захоронению деревьев и надвиганию песка на лес.

Пляж к востоку также значительно расширяется и аккумуляция наносов в его пределах локализуется на отдельных участках, которые сменяются зонами размыва. На участках аккумуляции ширина пляжа 150—200 м. На всем протяжении исследованного берега Ярославец — Леба не обнаружено обнаженных участков дна. Напротив, в отличие от западного участка толщина наносов на подводном склоне достигает здесь значительной мощности. Колонки, взятые вибропоршневой трубкой со дна против пересыпи оз. Гарйно, показали, что мощность песка на подводном склоне на глубинах от 8 до 25 м превышает 3,5 м.

Размещение вдоль берега участков размыва и участков аккумуляции определяется структурой потока наносов. Естественно, что в западной части района, где насыщение потока неполное, берег размывается более интенсивно и на большой площади побережья. На отдельных участках скорость размыва достигает 1—1,5 м в год. В восточной части района абразией затрагиваются только зоны, расположение которых зависит от локальных изменений структуры потока.

В пределах советского побережья Балтики также прослеживается массовое перемещение материала на глубине около 5 м [Болдырев, 1966]. Вместе с тем и здесь, и на польском побережье большинство надводных аккумулятивных форм рельефа создано из материала, выброшенного со дна при поперечном перемещении наносов. Это песчаные пересыпи, отчленяющие лагуны и лиманы, примкнувшие бары и террасы. Им свойственна параллельность береговых валов, свидетельствующая о преобладании поперечного переноса при их образовании.

Таким образом, на отмелем песчаном берегу потоки наносов перераспределяют материал на дне, создают его запасы или, напротив, уменьшают их, тем самым значительным образом влияя на всю динамику береговой зоны. Вместе с тем и роль поперечных перемещений здесь существенна. В результате происходит накопление материала выше уреза и создание специфических форм аккумулятивного рельефа.

В связи с изучением потоков наносов большой интерес представляет рассмотрение динамики береговой зоны Нидерландов. Автору довелось в 1965 г. провести обследование всего побережья этой страны и познакомиться с материалами по динамике и морфологии побережья. Строение побережья Нидерландов довольно однообразно. Оно представляет собой край плоской равнины, сложенной комплексом прибрежных отложений баров, ваттов, лагун и торфяных залежей. В ходе послеледниковой трансгрессии, видимо, происходил размыв аккумулятивных форм, и из песка, их слагающего, сформировались дюны, которые образуют сплошную зону шириной до 4 м на современном побережье [Зенкович, 1968]. Отдельные дюнные массивы достигают высоты 100 м.

Зона дюн тщательно охраняется и на многих участках заповедна в целях укрепления берега и защиты от моря полейдеров и низменных равнин за полосой дюн. Дюны, в песках которых концентрируется пресная вода, служат источником водоснабжения городов Гааги, Харлема и др. Подножье дюн окаймляется ровным песчаным пляжем и осушкой, ширина которых достигает в отлив 100 м. Осушка переходит в отмелый подводный склон с одним или двумя подводными валами. В районе к югу от Ден Хелдера — западного входного мыса в зал. Вадден-Зее (север страны) — прослеживаются два подводных вала на глубине 1,8 и 3,5 м. Ложбина между ними достигает глубины 5 м. На расстоянии 1000 м от берега глубина всего 7—8 м.

Благодаря интенсивным мероприятиям по укреплению берегов, хотя относительное опускание побережья продолжается, явления размыва на многих участках почти ликвидированы и береговая линия или стабильна или отступает очень медленно.

Такое отступление зарегистрировано в районах Ден Хелдера, где с 1850 по 1960 г. на некоторых участках подножье дюн и соответственно линии высокой и низкой воды отступили на 70—80 м. Интересно отметить, что этот процесс происходил с разной скоростью на соседних участках: на участке 14-й км (вдоль всего побережья Нидерландов через каждый километр поставлены створные знаки, позволяющие проводить повторные нивелировки и промеры, отсчет ведется от Ден Хелдера) за период с 1850 по 1960 г. отметка прилива осталась на прежнем уровне, причем в 1910—1920 гг. наблюдалось нарастание берега на 20 м, в то же время на участке 16-й км за период с 1850 по 1960 г. береговая линия прогрессивно отступала, и отметка прилива отодвинулась на 80 м.

Некоторые исследователи предполагают, что вдоль всего побережья Нидерландов с запада на восток прослеживается вдольбереговой поток наносов. Так, Л. Ван Страатен считает, что материал этого потока аккумулируется на Западных Фризских островах [Straaten, 1961]. Последние являются единым аккумулятивным образованием, отчленившим от Северного моря огромную мелководную лагуну — залив Вадден-Зее. Большая часть дна залива представляет собой песчано-илистую осушку, которую прорезают каналы стока. По мнению Л. Ван Страатена, Фризские острова — это часть разорванной косы, питающейся потоком, мощность которого достигает 1 млн. м³ песка в год. Источником материала, как он полагает, служат донные накопления песка в виде огромных гряд, вытянутых в прилегающей части Северного моря. Предполагаемый поток наносов, следуя вдоль берега, пересекает проливы между островами (глубиной до 30 м), и таким образом между последними происходит обмен материалом.

Однако утверждение Л. Ван Страатена в настоящее время подвергается сомнению многими голландскими инженерами, так как

имеются признаки того, что гряда Фризских островов является баром. В частности, эти признаки имеются на о. Ташхаллин (Терсхеллинг), который я достаточно подробно обследовал. Ядром острова являются гряды древних дюн, сосредоточенных в западной части острова (рис.4).

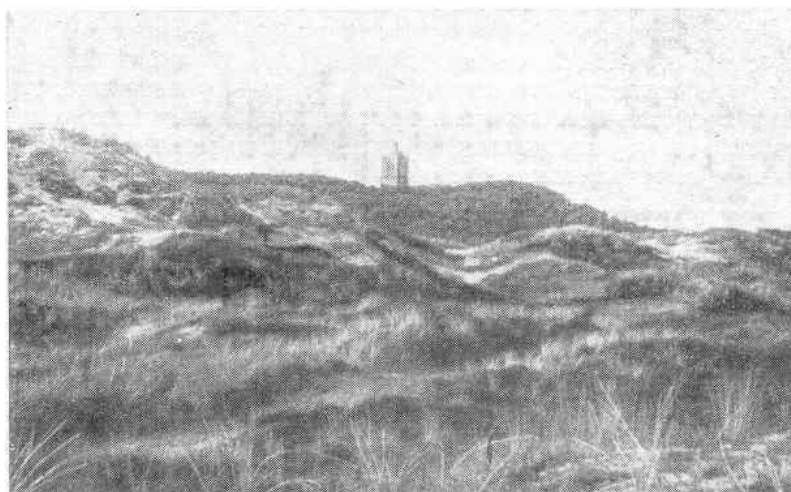


Рис. 4. Древние дюны на о. Ташхаллин (Западные Фризские острова)

В восточной части острова дюн нет. Здесь берег представляет собой равнину, сложенную отложениями ваттов и являющуюся бывшим дном зал. Вадден-Зее. Вдоль всего морского берега острова создана искусственная дюна, которая постоянно укрепляется от размыва. Несмотря на все мероприятия в центральной части острова, дюна активно размывается. За сто лет с 1860 г. берег отступил более чем на 1 км. Одновременно происходит нарастание острова как с восточной, так и с западной сторон, причем с запада более активно. Здесь увеличивается площадь не только осушки, но образуются гряды молодых дюн, и берег с этой стороны острова выдвинулся за 100 лет на 3—4 км. Таким образом, аккумулятивное основание острова, согласно съемкам, не сдвигается к востоку, как это должно было бы быть при вдольбереговом перемещении материала с запада на восток. Остров размывается с севера, со стороны моря, а материал размыва распределяется вдоль берега в результате местных миграций наносов.

Подобная же картина характерна и для других островов гряды и вместе с тем вся гряда передвигается в сторону суши. Все это свидетельствует не о существовании вдольберегового потока наносов, а скорее, о перемещении материала со дна к берегу.

Нет доказательств существования потока и у материкового побережья Нидерландов. На всем протяжении берега пляжевые пески литологически разнородны, не смешиваются между собой и приурочены к определенным питающим провинциям. Об отсутствии вдольберегового перемещения материала свидетельствует и тот факт, что постройка оградительных сооружений Роттердамского канала и порта Иймойден вызывала лишь незначительную и симметричную аккумуляцию наносов по обе стороны молов. Основное перемещение материала на побережье Нидерландов, видимо, осуществляется со дна к берегу, в результате чего на некоторых участках происходит нарастание пляжа и формирование береговых дюн.

Трудно сказать, почему вдоль побережья Нидерландов, так же как вдоль балтийского побережья Польши, не происходит вдольберегового донного перемещения наносов. Можно предположить, что побережье в пределах Нидерландов по своим условиям ближе к океанскому, так как оно открыто крупным волнам, приходящим с севера и северо-востока с огромной акватории Северного моря. Кроме того, равнодействующая волнения не имеет, очевидно, столь ярко выраженной составляющей, направленной вдоль берега. К сожалению, материала по гидродинамическим условиям побережий недостаточно, чтобы рассчитать по изложенной выше методике соотношение $v_{\text{поп}}$ и $v_{\text{пр}}$ для побережий Нидерландов и Польши.

Из сказанного выше напрашивается вывод, что песчаные аккумулятивные формы, как правило, создаются при движении материала со дна к берегу, а галечных — в результате аккумуляции материала при вдольбереговом переносе наносов. На самом деле в природе все обстоит не так просто. Описанные закономерности справедливы только для малых уклонов подводного склона и соответственно для песчаных побережий. Среди галечных форм берегового рельефа достаточно широко распространены не только аккумулятивные образования, созданные вдольбереговым перемещением наносов, но и бары, сложенные донными материалами. Прекрасной иллюстрацией таких баров могут служить многочисленные галечные аккумулятивные формы, отчленяющие лагуны Чукотского моря [Каплин, 1957, 1964, 1971]. Эти бары почти непрерывно протягиваются от м. Сердце-Камень до м. Биллингса. Морфологическое строение этого района и данные минералогического анализа наносов подводного склона и самих аккумулятивных форм свидетельствуют о том, что все галечные береговые формы построены из донного материала.

Чем можно объяснить образование на берегах Чукотки галечных баров? В первую очередь, самым ходом развития Чукотского побережья. Бары возникли здесь в процессе затопления морем плоской низменности, сложенной песчано-галечным флювиогляциальным и ледниковым материалом. Первичные малые уклоны подводного берегового склона, таким образом, были predeterminedены еще

до начала трансгрессии, когда верхняя часть современного шельфа формировалась в субаэральных условиях. В ходе трансгрессии происходила переработка и сортировка песчано-галечных отложений первичного отмелого подводного склона и вынос более крупной фракции наносов к урезу. Здесь из этих осадков формировались мощные береговые валы, которые с течением времени превращались в бары. Только так можно объяснить факт образования, вопреки теоретическим представлениям, на сравнительно отмелом побережье аккумулятивных форм, сложенных галечным материалом. Последний сосредоточен в настоящее время в узкой приурезовой полосе и слагает только бары и их подводные основания до глубины 5—7 м. На подводном склоне в настоящее время преобладает песчаный материал, хотя отмечаются и локальные участки залегания грубого галечного материала.

Итак, формирование галечных баров предопределяется существованием в береговой зоне первичных малых уклонов и наличием больших запасов рыхлого галечного материала на подводном склоне. Именно эти предпосылки существуют в районах, охватывавшихся материковым оледенением. Из этого следует, что галечные бары широко распространены на Аляске, в северной Канаде, на северо-востоке Азии, севере Русской равнины.

Следует отметить, что на берегах северных и восточных морей, видимо, при образовании галечных баров немаловажную роль играют волны, период которых гораздо больше периода волн замкнутых или полужамкнутых внутренних морей. Кроме того, в бассейне, открытом к океану, немалое значение имеют волны зыби, о чем уже говорилось.

Процессы поперечного перемещения наносов преобладают не только на песчаных берегах с малыми уклонами подводного склона, но и на галечных побережьях с более крутыми откосами при нормальном подходе волн. Большое значение имеют при образовании аккумулятивных форм на галечных побережьях не только длиннопериодные волны, но и колебания уровня водоема, ибо при его поднятии и опускании происходит смена уклонов и выработка нового профиля равновесия. Единственным условием для образования баров и примкнувших террас при наличии обломочного материала является существование в пределах затопляемой суши первичных уклонов, меньших, чем необходимые для выработки профиля равновесия при данной крупности наносов.

Следует отметить, что размеры аккумулятивных форм и их эволюция в какой-то мере определяют участие того или иного типа перемещения наносов. Действительно, на разных стадиях развития аккумулятивных форм, как правило, преобладает один способ перемещения над другим. Ярким примером этого может служить эволюция береговых баров. Возникновение берегового бара почти целиком обусловлено поперечным перемещением наносов; по мере уве-

личения размеров островного бара все более заметна роль продольных перемещений материала, в результате чего возникают дистальные окончания бара. После причленения бара к суше значение продольных перемещений наносов, по-видимому, все увеличивается, не подавляя, однако, основного процесса — поперечного перемещения материала, так как областью питания в любом случае остается дно. Аккумулятивные формы этой стадии развития, очевидно, можно считать уже полигенетическими образованиями с преобладанием поперечного перемещения наносов. Дальнейшая эволюция полигенетических образований пойдет по пути их усложнения и причленения к ним аккумулятивных форм иного генезиса — так будут созданы сложные аккумулятивные формы. Столь же сложный путь развития проходят и аккумулятивные формы, созданные продольным перемещением наносов.

В первом приближении можно полагать, что если существуют элементарные формы или образования, созданные при подавляющем участии того или иного способа перемещения наносов, то данные участки берега и подводного склона находятся в стадии юности. Вместе с возникновением полигенетических аккумулятивных форм берега входят в стадию зрелости, а образование сложных форм свидетельствует о геоморфологической старости берега. Стадия дряхлости морского берега будет соответствовать процессу отмирания аккумулятивных форм рельефа [Зенкович, 1962a].

ЛИТЕРАТУРА

- Берега Тихого океана. М., «Наука», 1967.
- Болдырев В. Л. Комплекс признаков, характеризующих емкость вдольбереговых потоков песчаных наносов. Кн. «Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры». Таллин, 1966.
- Зенкович В. П. Эволюция акваторий лагун. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1952, №5.
- Зенкович В. П. Некоторые вопросы динамики польского берега Балтийского моря. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 19586, т. 90, вып. 3.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962a.
- Зенкович В. П. «Изучение морских берегов в Голландии и защита их от разлива. «Океанология», 19626, № 4.
- Каплин П. А. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1957, т. 2.
- Каплин П. А. Некоторые закономерности образования лагун. «Океанология», 1964, вып. 2, т. 4.
- Каплин П. А. Некоторые общие черты развития береговой зоны Тихого океана. Кн. «Берега Тихого океана». М., «Наука», 1967.
- Каплин П. А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей (на примере побережья Чукотского моря). «Новые исследования береговых процессов». М., «Наука», 1971.
- Каплин П. А., Болдырев В. Л. Польско-советские исследования на берегах Балтийского моря. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1961, т. 8.
- Каплин П. А., Никифоров Л. Г. Шадрин И. Ф. Значение поперечного перемещения наносов в образовании аккумулятивных форм. Кн. «Комплексные

исследования природы океана», вып. 2. Изд-во МГУ, 19716.

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.

Медведев В. С. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалин. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1961а, т. 8.

Шадрин И. Ф. Вдольбереговые и компенсационные течения у отлогого аккумулятивного берега. Сб. «Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря». М., «Наука», 1966.

Brand D. Coastal study of southwest Mexico. «Report on an investigation carried out under contract Depr. Geogr. Univ. Texas», 1957, No. 375.

Davies G. L. A morphologic approach to world shorelines. «Zeitschr. Geomorphol.», 1964, vol. 8, p. 127.

Finke1 H. J. The barchanns of southern Peru. «Journ. of Geology», 1959, vol. 67, p. 614.

Phleger F. B. Sedimentology of Querrero Negro Lagoon, iBaja California. Mexico. Кн. «Submarine geology and geophysics». London, 1965.

Segerstrom K. Deflated marine terrace as a source of dune chains, Atacama Province, Chile. «Geol. Surv. Research. Prof. Paper», 1962, No. 450-c, p. 91.

Silvester R. Coastal processe. «Nature», 1962a, vol. 196, p. 819.

Silvester R. Sediment movements around the coastlines of the world. «Conf. on Civil Engin. Problems overseas», 19626, paper 14.

Smith H. T. Giant composite barchans of northern Peruvian deserts. «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1956, vol. 67, No. 12.

ВОПРОСЫ ШИРОТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Введение

Главным энергетическим фактором, преобразующим рельеф различных природных зон берегов, как известно, являются волны. Однако кроме них определенную роль в развитии береговой зоны играют приливы и реки, действующие на ограниченных участках, но обуславливающие возникновение специфических типов берегов, таких, как дельты или ватты, большое значение имеют также термическая абразия, жизнедеятельность морских организмов, склоновые процессы и процессы растворения карбонатных пород. Влияние последней группы факторов проявляется лишь в определенных климатических зонах и подчинено общим закономерностям широтной географической зональности.

Проблема широтной зональности береговых процессов почти не разработана и в литературе освещена слабо. Бурное развитие в последнее десятилетие учения о динамике и морфологии берегов связано главным образом с изучением волновых процессов. Другим

процессам формирования берегов почти не уделялось внимания. Высказывалась даже точка зрения, что береговые процессы азональны, не подчинены законам широтной зональности. Правда, следует оговориться, что региональный материал о берегах, на которых проявляется влияние таких факторов, как рост кораллов и мангров или процессов термоабразии и химического выветривания, публиковался. Но этот материал, как правило, не увязывался с общей проблемой широтной зональности.

Только в последнее время появились работы, где приводится материал по широтной зональности береговых процессов. Эта проблема приобретает особо важное значение в связи с расширением исследований по палеогеографии побережий и необходимостью выяснения закономерностей образования полезных ископаемых береговой зоны, которые возможно познать только при сравнительно-географическом изучении береговых зон различных климатических поясов.

В монографии В.П. Зенковича «Основные учения о морских берегах» [1962а] вопросам широтной зональности отведена глава, в которой имеется ряд важных общих положений, но полностью проблема не раскрыта.

Ряд общих положений о проблеме широтной зональности береговых процессов, а также описание коралловых, термоабразионных и других берегов приводит О.К. Леонтьев в своих работах по геоморфологии берегов [1955, 1961].

Автор настоящей работы вместе с А.С. Иониным и В.С. Медведевым также несколько раз обращал внимание на неодинаковый характер проявления волнения в различных природных условиях. Мы указывали также и на то, что берега, формирующиеся невольновыми факторами, занимают не столь уж скромное место на карте СССР и Мира, какое им подчас отводят [Ионин, Каплин, Медведев, 1961 а, в]. Позднее я высказал соображения о зависимости зональных берегоформирующих факторов от проявлений абразионно-аккумулятивного процесса [Каплин, 1967].

За рубежом внимание к этой проблеме столь же неопределенное, т. е. высказываются пожелания и ставятся вопросы, а конкретных исследований в целом не ведется. Исключением является, может быть, работа Х. Валентина [Valentin, 1952]. Этот исследователь четко выделил климатические зоны в пределах мировой карты типов берегов. Валентин, отмечая общность строения больших участков берега, считает, что их распределение подчинено закону широтной зональности. Им выделены зоны берегов: а) приполярных, покрытых льдом (ледяные), б) погруженных, сформированных под влиянием четвертичных оледенений, в) погруженных, сформированных под влиянием речной эрозии и накопления аллювия, г) пустынь и д) созданных организмами (мангры и кораллы). Однако и на карте, и при описании конкретных участков автор допустил много неточно-

стей, на что указывал В.П. Зенкович [1959б]. Кроме того, констатируя зональное распределение форм берегового рельефа, Х. Валентин не анализирует связи между отдельными факторами, их связь с волновыми процессами в береговой зоне. Широкая зональность береговых форм рельефа отражена и на карте береговых типов, составленной Дж. Мак Гиллом [McGill, 1958, 1959]. В классификации фигурируют ледяные, мангровые и коралловые берега. Дж. Мак Гилл дал очень пеструю картину распространения зональных форм рельефа на побережьях Мира. Очень сложная классификация типов берегов, составленная им, и краткая характеристика карты приводятся в одной из наших работ [Ионин, Каплин, Медведев, 1961в].

Среди конкретных исследований, связанных с вопросами широкой зональности береговых процессов, можно выделить статьи: В.С. Медведева [1961б] о влиянии климатической зональности на формирование берегов Японского моря; А. Гильшера по химическому растворению известняков в связи с зональностью этого процесса, а также о развитии коралловых островов [Гильше, 1959, 1969]; исследования Р. Рассела [Russell, 1952, 1964; Russell and McIntire, 1965], по проблеме образования пляжевых литификатов. Следует также отметить исследования В.И. Лымарева [1965] об особенностях развития пустынных берегов на примере Арала. Лымарев [1966] предлагает все берегоформирующие факторы и процессы объединить в три группы таксономических единиц: зональных, переходных и азональных.

В первую группу включаются «климатогенные» и «органогенные» факторы и процессы: выветривание, денудация, эоловые процессы, деятельность льда, термоабразия, накопление солей (в лагунах, — П.К.), нивация, солифлюкция, фото- и зоогенные процессы. Соответственно выделены типы берегов солифлюкционно-нивалые, денудационно-эрозионные, термоабразионные, мангровые, тростниковые и т. п. Ко второй группе относятся: волновые процессы, колебания уровня водоема, эрозионные процессы, суффозионные и карстовые процессы и т. п. В третью группу объединены: геологическое строение суши, ее расчленение и вертикальные движения. В.И. Лымарев замечает, что на морях и океанах преобладают азональные и переходные факторы и процессы, а во внутренних водоемах — зональные.

Проблема зональности упоминается и в других работах, без глубокой проработки ее на обширном материале. Для рассмотрения этой проблемы во всех ее аспектах еще недостаточно, вероятно, сравнительного материала природных наблюдений. Проблема настолько обширна и сложна, что требует постановки очень широких исследований.

Часто под широкой зональностью береговых форм рельефа понимают лишь распределение некоторых наиболее зависимых от климата элементов береговой зоны. Так, берега полярных морей

описываются как берега с преобладанием ледяных термоабразионных форм, берега умеренных широт характеризуются господством форм, созданных волновыми процессами. Выделяются также берега аридной зоны, где образуются разнообразные формы эолового прибрежного рельефа и в первую очередь подвижные мощные дюны. Наконец существенной особенностью берегов тропической зоны считается наличие коралловых форм и специфической растительности мангровых прибрежных болот.

Несомненно, что подобное разделение учитывает некоторые специфические особенности берегов различных широтных зон. Но мне кажется, что существо проблемы состоит в том, что закон широтной зональности проявляется прежде всего в зональном распределении процессов абразии и аккумуляции обломочного материала в береговой зоне.

Интенсивность абразионно-аккумулятивных процессов, как известно, обусловлена направлением, параметрами и повторяемостью волн, с одной стороны, и крупностью и количеством обломочного материала, поступающего в береговую зону, — с другой. Влияние на волновые процессы зональных климатических факторов отмечалось в свое время А. Шоллем (1959).

Некоторые зональные различия в режиме волнения у берегов океанов и морей были выявлены Д. Девисом [Davies, 1964]. Думается, что Девис правильно подметил основные особенности волнового режима на побережьях различных широтных зон. Его схема нуждается в дальнейшей детализации и определении количественных зависимостей между параметрами волнений разных районов и интенсивностью абразии и аккумуляции. К сожалению, для этого нет еще необходимого фактического материала по динамике береговой зоны и данных волновых наблюдений.

Поступление наносов в береговую зону в различных климатических зонах

Баланс и крупность обломочного материала береговой зоны зависят от характера и количества поступающего аллювия, от процессов выветривания и склонового сноса, а также накопления биогенного материала.

Характер развития этих процессов в различных климатических зонах известен лишь в общем. Выше уже говорилось о различии между обломочным материалом береговой зоны субполярных районов, где преобладает грубообломочный материал, и тропических районов, где в океан заносятся преимущественно тонкие осадки — продукт глубокого химического выветривания. Наблюдаются и другие специфические особенности накопления осадков по широтным зонам, зависящие от аккумуляции биогенных компонентов, продуцирования органического вещества, отложения солей. Общая краткая схема этой дифференциации для береговой зоны дана

В.П. Зенковичем [1962a].

Наиболее существенно то, что влияние климата отражается на количестве и составе попадающих в море продуктов выветривания. Минеральный состав обломочного материала меняется в основном при сменах литологических провинций вне зависимости от широты места. Зато степень разложения и характер тонкого материала, а также продуцирование и условия захоронения органического вещества весьма чутко реагируют на климатическую зональность.

На севере растительность лайд, консервируемая в отложениях некоторых районов Аляски, Чукотского полуострова, западной Камчатки, северо-востока европейской части СССР, пожалуй, самый существенный источник органического вещества.

В умеренной зоне часто большое значение в общем балансе наносов береговой зоны имеют биогенные компоненты — створки раковин, из которых нередко формируются подводные и надводные аккумулятивные формы. Резкие изменения солености вод закрытых акваторий свойственны аридной зоне. Благодаря усиленному испарению в лагунах отлагаются различные соли. Примером могут служить лагуны п-ова Калифорния [Phleger, 1965]. Соленость воды в этих лагунах достигает 48‰. Их акватории окружены солеными маршами с растительностью, присущей засоленным пространствам пустынь и полупустынь. Еще более засолены воды лагун Каспийского и некоторых лагун Азовского и Черного морей.

В тропических областях особенно велико поступление органического вещества. По свидетельству Р. Веста [West, 1959], грунты прибрежных зарослей мангров Колумбии почти наполовину состоят из сине-черного ила, очень богатого остатками частично разложенного органического материала. Часто в этих отложениях захороняются стволы деревьев и другие остатки растительности болот.

Климатическая зональность достаточно четко отражается и на поступлении аллювия в береговую зону. В общем виде характер аллювия (в основном малых рек) в разных широтных зонах различается так же, как обломочный материал, поступающий в береговую зону в результате абразии. В субполярных и умеренных зонах в аллювии преобладает более грубый материал, чем в субтропических и экваториальных зонах, где реки выносят большие массы илистого материала. Естественно, что сток зависит и от общей увлажненности территории и величины бассейнов рек.

Для построения подробных схем влияния выноса рек на динамику берегов в разных климатических зонах необходимы более полные данные по твердому стоку и более тщательные сопоставления этих данных между собой, чем это сейчас возможно. Проведенный В.С. Медведевым [1961б] анализ сравнительных данных по распределению атмосферных осадков, жидкого и твердого стоков на побережье Японского моря наглядно показал, что даже в пределах такого сравнительно небольшого региона имеются значительные различия

в динамике отдельных участков побережья, обусловленные характером стока с окружающих территорий.

Изучение рельефа берегов Приморья и восточной Кореи показывает, что при сходном геологическом строении эти регионы различаются прежде всего протяженностью аккумулятивных участков и выровненностью береговой линии. В Приморье аккумулятивных форм и аккумулятивных берегов намного меньше, чем в Корее, где значительный процент составляют аккумулятивные береговые равнины и сложные выровненные берега. Причину подобного отличия В.С. Медведев видит в том, что в береговую зону корейского побережья аллювия приносятся в 2 раза больше, чем в Приморье. В свою очередь, этот факт отражает различие в количестве атмосферных осадков в Корее и в Приморье. Соответственно здесь выпадает 1500 и 600 мм осадков в год. Такой же анализ сравнительных данных по атмосферным осадкам и стоку всего побережья Мирового океана, несомненно, объяснил бы своеобразие динамики берегов отдельных регионов, определяемое их зональными климатическими особенностями.

Большую роль в распределении масс аллювия играет орография окружающих континентов. Особенно примечательны в этом отношении реки бассейна Тихого океана. Из-за сложного и разнообразного орографического строения азиатского и американского побережий водосборные бассейны резко различаются по размерам и наибольшие из них простираются в пределах нескольких климатических зон. Амур, Хуанхе, Янцзы, Меконг — крупнейшие реки Азиатского континента — в год выносят в океан и окружающие его моря аллювия более 1767 млн. т, тогда как крупнейшие реки Америки — Юкон, Колорадо, Колумбия, Фрейзер, Гуаякиль — только около 380 млн. т. При этом следует учесть, что на западной окраине океана почти весь аллювий остается внутри акватории окраинных морей и заливов, тогда как с Американского континента, по крайней мере, 70—80% взвешенного материала, вынесенного реками, по видимому, уходит в открытый океан.

Естественно, что подобное разительное различие в поступлении аллювия имеет решающее влияние на динамику прибрежных районов. Вдоль азиатского побережья из наносов рек формируются огромные илистые осушки; сложенный илом подводный склон во многих районах Желтого и Восточно-Китайского морей имеет минимальные уклоны (до 0,0001—0,0006), вдоль берегов образуются потоки илистых наносов. Видимо, и большая ширина азиатского шельфа и отмелость его в верхней части объясняются в какой-то мере отложением здесь аллювия.

В динамике береговой зоны Американского континента выносы рек не играют столь значительной роли. Благодаря тому, что Анды и Кордильеры протягиваются почти параллельно побережью и на небольшом удалении от океана, водосборные бассейны рек, сте-

кающих с этих горных систем, более однородны по своим орографическим условиям. В балансе наносов береговой зоны восточной части океана большее значение имеет аллювий малых рек, чем твердый сток рек крупных. Поэтому распределение аллювия вдоль этого побережья более равномерно и в большей мере подчинено широтной зональности, чем орографическим условиям.

Весьма наглядно распределение стока в зависимости от зональности климатических факторов (особенно увлажненности) на побережье Южной Америки. Наиболее увлажненные районы этого побережья — Колумбия (3000—5000 мм осадков в год) и южное побережье (2000—3000 мм осадков в год) — характеризуются большим жидким стоком и значительным выносом аллювия в прибрежную зону.

В пределах южного побережья грубообломочный материал выносится в фиорды и принимает малое участие в береговых процессах. В Колумбии наносами с Анд сложена обширная аллювиальная низменность, огромные массы обломочного материала, среди которых преобладают илы, отлагаются в настоящее время вдоль всего края равнины. Обломочный материал поступает здесь в береговую зону в течение всего года, ибо в этой климатической зоне реки не имеют резко выраженных паводков и полноводны практически в любой сезон.

Центральная часть Южной Америки, как известно, — исключительно засушливый район. Реки по большей части не достигают побережья и поступление аллювия в береговую зону здесь минимально. В связи с этим аккумулятивные формы питаются исключительно донными наносами, лишь огромные запасы обломочного материала на подводном склоне восполняют постоянную их убыль.

Таким образом, выявляется очень сложное переплетение непосредственного и опосредствованного влияния климатической зональности на динамику берегов. С одной стороны, климат в какой-то мере определяет режим волнения, состав и количество наносов береговой зоны различных районов, с другой — на аккумулятивно-абразионном процессе сказывается воздействие таких ярких зональных факторов, как лед и мерзлота, морские организмы и растения, криогенный снос и латеритное выветривание. Кроме того, значение имеют реки и приливы, влияние которых также зависит от широты места.

При столь сложном сочетании факторов и процессов трудно определить истинное место на картах Побережий и в береговых классификациях таких традиционных типов берегов, как термоабразионные, коралловые, мангровые, карстовые. Существуют ли на самом деле такие типы берегов? На мой взгляд, они существуют как первичные типы берегов, только что вступившие в контакт с морем, т. е. так же, как тектонические, вулканические берега. В дальнейшем происходит волновая переработка этих первичных форм и берега

приобретают черты аккумулятивно-абразионных.

Однако активное проявление факторов и процессов (в отличие от большинства тектонических и вулканических) продолжает оказывать влияние на ход абразионно-аккумулятивных процессов. В результате, в масштабе побережий (не собственно береговой зоны) создаются неповторимые ландшафтно-географические комплексы, определяющие облик большой зоны побережья.

Попробуем на конкретном материале проанализировать влияние зональных факторов и процессов на динамику береговой зоны и рельеф побережий. Особенности берегов полярной зоны

Своеобразие берегов полярной и субполярной зон — в развитии здесь многолетнемерзлых пород и наличии в море в течение значительной части года плавающих льдов и берегового припая у края суши. Однако исследования береговой зоны полярных морей, в частности Чукотского, убеждают, что ведущим фактором в их развитии остается морское волнение [Особенности формирования..., 1971; Каплин, 1971]. И все же характер волнения полярных морей обычно очень сильно меняется в зависимости от ледовых условий.

Ледяные глыбы и ледяные поля очень редко попадают на берег. На большом протяжении аккумулятивные берега полярных морей достаточно отмелы и большие льдины садятся на дно далеко в море, а на пляж попадают лишь небольшие льдины, которые создают в приустьевой полосе особый микрорельеф. При таянии мелких льдин, выброшенных на пляж, из-под них вымываются мелкие фракции пляжевого материала, в результате чего образуются неглубокие воронки и береговая линия в приустьевой полосе становится очень неровной. Однако подобные формы микрорельефа эфемерны — при небольшом волнении они, как правило, сглаживаются и исчезают. Иногда льды формируют временные гряды на подводном склоне [Rex, 1955].

Б.А. Вильнер [1955] доказал, что тяжелые льды, двигаясь в пределах мелководья, должны срезать неровности дна и одновременно осуществлять перенос обломочного материала, из которого формируются бесформенные нагромождения грунта. Подобные сооружения, как правило, недолговечны и при сильных волнениях разрушаются. Это позволяет с полным основанием возражать Д.Г. Панову [1938], который считает, что современная динамика береговой линии определяется воздействием на нее плавучих льдов, которые производят и денудационную, и аккумулятивную работу в береговой зоне.

Аккумулятивных форм, созданных льдами, на берегах Чукотского моря нет. Пересыпи, отчленяющие обширные акватории лагун, как и другие аккумулятивные формы, созданы процессами волновой аккумуляции и по своему строению и особенностям не отличаются от подобных же форм, широко встречающихся на берегах морей умеренной зоны. Если такое отличие и есть, то оно выражает-

ся в своеобразии процессов промерзания и оттаивания толщ наносов их слагающих. Эти процессы, как показал А.Л. Стремяков [1966], находятся в строгой зависимости от развития аккумулятивных форм при волновом воздействии на них. Если же предположить, подобно В.П. Кальянову [1934], что пересыпи лагун Чукотского моря образуются в результате вспахивания и передвижения донных грунтов льдами и ледяными полями, то следовало бы ожидать иных морфологических особенностей в строении таких форм по сравнению с аккумулятивными образованиями умеренной зоны, где волнение — основной берегоформирующий фактор.

Косвенное воздействие плавучих морских льдов на берега полярных морей достаточно велико: они защищают берега от размыва волнами. Плавучие льды ослабляют волнение в открытом море и ограничивают период воздействия волнения на берега (рис. 1). Период волнового воздействия на берега в заливах Бристоль (Аляска) и

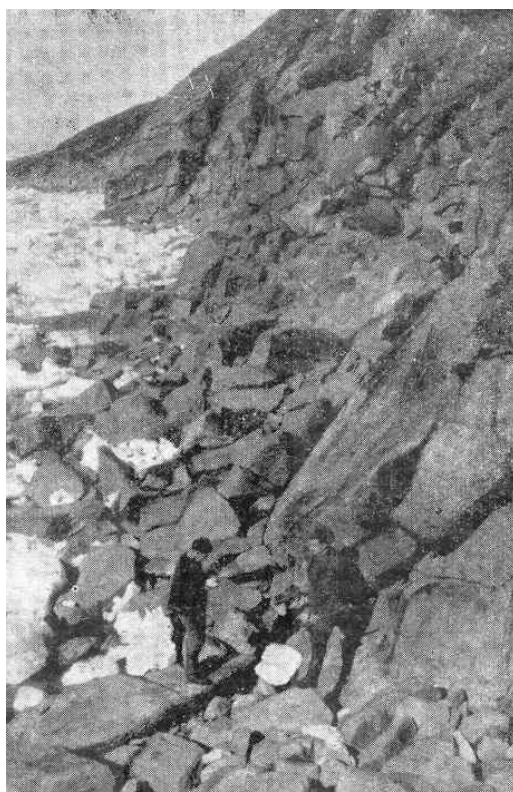


Рис. 1. Берег, блокированный льдом

Карагинском (северная Камчатка) вследствие этого сокращается до 8—9 месяцев в году, в Анадырском и Нортон-Саунд — до 4-5 месяцев, на побережье Чукотского моря — до 1-2 месяцев, в некоторых районах Полярного бассейна в отдельные годы береговая зона вовсе не освобождается ото льдов. В зимнее время развитию волн препятствует береговая припай. В летние месяцы, когда ветры часть времени дуют с суши, а волны достигают штормовой силы, только на протяжении нескольких дней за весь период нередко берега ограждаются от моря барьером из застывших льдин. В частности, в Чукот-

ском море большие стамухи садятся на дно на глубинах 10—15 м и 3—4 км от берега. Они принимают на себя удары волн, и за их фронтом остается полоса спокойной воды. Совершенно незащищенными льдом от волн полярные берега бывают очень редко.

Береговые формы, созданные волнением, активно развиваются лишь в годы, когда ледовитость моря незначительна, и в течение немногих дней — в годы средней ледовитости. Несмотря на это, в Чукотском море такие формы доминируют. Разумеется, в морях центрального Полярного бассейна (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское) защитная роль льдов в развитии берегов еще более возрастает, но даже там морские льды сами по себе не создают крупных форм рельефа [Вильнер, 1955; Григорьев, 1962, 1966; Усов, 1967].

В условиях арктического климата большое значение в динамике берегов приобретают такие рельефообразующие факторы, как физическое выветривание, солифлюкция и т. п. Эти факторы вместе с морем воздействуют на берег, преобразуют его, делают рельеф более сложным. В связи с этим в классификациях типов берегов абразионные берега полярных морей подразделяются на абразионно-денудационные и абразионно-солифлюкционные [Ионин и др., 1961⁶]. Первые встречаются там, где к морю выходят коренные породы и помимо абразионной деятельности волн интенсивно проявляются процессы морозного выветривания.

Ряд скандинавских исследователей вслед за Ф. Нансеном (Nansen, 1922) считает, что морозным выветриванием обусловлено образование многих специфических форм берегового рельефа, в частности стрендфлета — широкой террасы, окаймляющей побережье большинства полярных стран.

Интенсивному проявлению процессов морозного выветривания способствует суровость и сравнительная континентальность климата, резкие колебания температуры, сильная обнаженность территории, многократное замерзание и оттаивание на внутреннем крае ледяного припая. Обычно наиболее активно морозное выветривание протекает в трещиноватых крупнозернистых изверженных породах, которые в то же время довольно устойчивы к механическому разрушению волнами. В результате совместного действия выветривания и морской абразии возникают особые мезо- и микроформы береговых обрывов. Х. Альман [Ahlmann, 1916] подразделяет их на два типа форм: выламывания и шлифовки. Первые закладываются по трещинам отдельности и часто образуются при выпадании и выламывании отдельных глыб. Вторые возникают при выдалбливании и препарировке галькой, подхватываемой прибоем, гротов, желобов, отдельных выступов, мысов и останцов.

Подобные формы морозного выветривания на берегах Кольского полуострова подробно описаны В.П. Зенковичем [1937, 1941], а в приморской зоне Якутии Н.Ф. Григорьевым [1966]. Многие из

них наблюдаются и на берегах Чукотского моря. Правда, на Кольском полуострове формы выветривания сочетаются со следами тектонических нарушений, которые на Чукотском побережье почти не выражены в рельефе.

Для формирования рельефа берегов, сложенных рыхлыми породами, наряду с волнением большое значение имеют солифлюкция, оплывание и оползание грунтов, проявлению которых способствует многолетнемерзлые горные породы. Среди геоморфологов распространено мнение, что все берега, сложенные многолетнемерзлыми породами, разрушаются обычно с катастрофической быстротой. Подтверждением этому может служить размыв и полное уничтожение отдельных арктических островов и значительное отступление некоторых полярных побережий. Известно, например, что берег Чукотского моря в районе м. Барроу отступает со скоростью 2 м в год [Northernmost American Shore..., 1956], еще более интенсивно разрушение берегов моря Лаптевых — в среднем 12—15 м в год, а в отдельные годы до 40 м и более [Вильнер, 1955].

Но подобный катастрофический размыв свойствен не всем берегам, сложенным многолетнемерзлыми породами. Темп абразии их определяется, прежде всего, литологическим составом выходящих к морю мерзлых толщ. Быстро отступают береговые откосы со значительными включениями мощных жильных льдов, большей частью распространенные в пределах обширных аллювиальных равнин на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [Арэ, 1946а, б; Григорьев, 1966]. На Чукотском полуострове прибрежная равнина занимает сравнительно узкую полосу предгорий и сложена преимущественно грубообломочными водно-ледниковыми отложениями, для которых образование мощных жил не характерно. Поэтому на советских берегах Чукотского моря почти не встречаются береговые формы, возникновение которых связано с вытаиванием крупных ледяных жил (термотеррасы, вертикальные ледяные стенки, обрывы с «башнями» и т. п.). Не зафиксировано здесь и катастрофического отступления линии берега.

Малольдистые породы (например, песок) в мерзлом состоянии размываются обычно с такой же скоростью, как и в талом. Береговые откосы, сложенные песками, не разрушаются и из-за солифлюкции и оплывания. Наличие мерзлоты существенно не сказывается ни на темпе их разрушения, ни на морфологии.

Наиболее интенсивно криогенные процессы проявляются в береговых откосах, сложенных суглинками и супесями. Эти отложения очень льдистые в мерзлом состоянии, в результате многократного промерзания и оттаивания теряют свою прочность. Потеря породой прочности и широко распространенные склоновые процессы в условиях полярных полей делают глинистые и суглинистые берега менее устойчивыми к размыву, чем песчаные. Развитию на береговых откосах процессов течения и скольжения грунтов способствует

повышенная увлажненность пород после оттаивания. При оплывании и оползании на береговых склонах создаются натечные формы. Грунты, напитанные влагой, под действием силы тяжести текут вниз по склонам, скользят по поверхности многолетнемерзлых пород. При постоянном подмыве берега склоновые процессы усиливаются, так как волны не только подмывают подножья склонов, но и удаляют сносимый с них рыхлый материал.

Морфология береговых обрывов, сложенных глинистыми породами, определяется соотношением склонового сноса и выноса материала от подножья склона. На открытых приглубых берегах Чукотского моря, например, нередко скорость выноса материала превышает интенсивность его поступления за счет склонового сноса. В этих случаях происходит активный подмыв береговых уступов, у их подножий образуются ниши, верхние части клифов обрушиваются, а склоны сохраняют значительную крутизну. На участках побережья, где волнение в силу закрытости акватории или отмелости подводного берегового склона не достигает большой силы, между склоновым сносом и подмывом, сопровождающимся выносом материала, устанавливается относительное равновесие. Откосы на таких берегах, встречающихся внутри акваторий лагун и заливов, менее круты и на них обнаруживаются многочисленные проявления процессов склонового сноса: оплывины, грязевые потоки, неглубокие оползни. Если размыв берегового откоса временно или окончательно прекращается и материал от его подножья не выносится, то клиф отмирает, пляж перекрывается продуктами склонового сноса и постепенно вылаживается. Примером подобного типа берега может служить участок Чукотского побережья к северо-востоку от Колычинской губы, где склоновые процессы из-за высокой льдистости пород протекают весьма интенсивно, а подмыв откоса периодически прекращается, так как берег длительное время блокируется плавучим льдом.

Интенсивность склоновых процессов зависит от льдистости пород, от скорости протаивания мерзлых пород, температуры воды и воздуха и интенсивности волновых процессов. Это и обуславливает зональное распределение некоторых береговых форм рельефа на северных морях [Каплина, 1959; Арэ, 1964а, б]. На побережье Чукотского моря, расположенного в средних по суровости мерзлотных условиях, абразионно-солифлюкционные берега не отличаются таким разнообразием форм, как, например, побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, которые, кроме того, в большой степени блокированы льдом и волновая деятельность в их пределах ограничена.

Таким образом, проявление процессов термоабразии и солифлюкции во многом зависит от волновой деятельности. Эти процессы особенно проявляются на тех береговых склонах, где волнение ослаблено.

Многолетнемерзлые толщи можно рассматривать как определенный тип горных пород, и их формы размыва отличаются от особенностей форм размыва других комплексов горных пород так же, как последние могут различаться между собой (например, формы и темпы размыва лёссов не менее специфичны по сравнению с таковыми сланцев или песчаников). Следовательно, своеобразие термоабразионных берегов вызвано не только климатическими, но и литологическими особенностями полярных побережий.

Химическая абразия и карст береговой зоны

Одним из важных процессов развития береговой зоны является химическая абразия, или процесс растворения карбонатов морской водой. Так же как и термическая абразия, процесс растворения карбонатов в береговой зоне, с одной стороны, определяется климатическими условиями побережья, с другой — свойствами горной породы, слагающей берег. Вместе с тем, как отмечает Г.А. Сафьянов [1962, 1963, 1964a], термическая, химическая и механическая абразия являются частными проявлениями единого абразионного процесса в береговой зоне моря. Общность типов абразии подтверждается общностью наиболее распространенной надводной абразионной формы — волноприбойной ниши, которая формируется в породах различного состава и разнообразных текстурных особенностей. Сафьянов показал, что общность между типами абразионного процесса проявляется не только в формах надводного и подводного рельефа, но и в способах удаления продуктов абразии за пределы абразионного участка. В частности, при химической абразии происходит изъятие из пород, слагающих берег, веществ определенного химического состава и вынос их в растворенном виде вдольбереговым потоком растворенных веществ [Сафьянов, 1964б].

Процесс выщелачивания карбонатных пород наиболее интенсивно происходит в теплых водах, и формы рельефа, созданные при химическом растворении карбонатов, свойственны преимущественно для берегов низких широт и засушливого климата [Дзенс-Литовский, 1955; Зенкович, 1946б; Живаго, 1950; Гильше, 1959; Emery and Reville, 1957; Guilcher et Pout, 1957; Russell, 1963].

Мной совместно с В.П. Зенковичем изучались формы химического растворения в береговой зоне Далматинского побережья. В результате впервые в литературе были описаны формы подводного карста [Зенкович и Каплин, 1965].

Известно, что Далмация — страна классического карста. Поверхность многочисленных островов этой территории обычно сплошь закарстована. Карстовые формы доминируют в рельефе побережья и островов, занимают приустьевую зону и подводный склон. Зона свежих карстовых форм на отложениях коренных породах обычно тянется выше уреза четкой полосой, ширина которой от 3 до 10 м. В этой зоне, лишенной растительности, нет и наносов.

Причудливые известняковые выступы, ложбины, воронки, гребни, пересекаясь между собой, образуют сильно расчлененную - поверхность: на 1 м приходится до 5—6 параллельных гребней, столь острых, что по ним почти невозможно ходить. В направлении вниз по склону наиболее глубокие щели (более 1 м), разделенные клиновидными гребнями, непосредственно принимают в себя накатывающуюся волну и постепенно превращаются в ящикообразные удлиненные депрессии. Кроме них разрабатываются и расширяются поперечные к ним трещины — отдельности, которые также становятся зияющими расселинами, но более узкими. Таким образом, над уровнем моря остаются лишь отдельные (часто прямоугольные) выступы, расположенные в правильном порядке, между которыми врезана решетка соединяющихся желобов.

Вследствие того, что растворяющее действие воды близ уреза начинает проявляться по горизонтали, у прямоугольных блоков срезаются углы и одновременно они подтачиваются снизу. Подтачивание происходит всего сильнее вблизи среднего уровня моря, в несколько меньшей степени доходит и до самого основания каждого блока, т. е. до слоя коренной породы, не нарушенной карстообразованием. Таким образом, блоки приобретают грибообразную форму.

Особенно густая и подчас ажурная бахрома мелких ячеек, острых гребней и выступов образуется вдоль уреза. В приурезовой полосе на мезоформы накладываются микроформы, по всей видимости, создаваемые под действием брызг прибоя. Они образуют в известняке мелкое «кружево» ямок и сквозных отверстий. Ниже среднего уровня моря эта изъеденная поверхность дает приют громадным колониям камнеточцев, которые довершают процесс разрушения, превращая породу буквально в решето.

Наблюдаются заметные различия в степени микрорасчленения поверхности породы в зависимости от экспозиции данного участка. В условиях слабого волнения зона прибойных форм суживается до 2—3 м, а сами формы особенно непрочны. Узкие гребни, остроконечные «иглы» или грибообразные останцы имеют тонкие основания, так что некоторые из них обламываются от удара ног.

На островах внешней зоны, куда доходят волны открытого моря, зона прибойных форм везде шире 10 м. Они массивнее, хотя сохраняют «кружевной характер», обусловленный воздействием растворения. Видимо, ширина полосы приурезового карста соответствует ширине зоны прибойного потока, избегающего при волнении на берег. Верхняя граница карров лежит там, куда уже не достигают волны при штормах. Интересно, что на о. Шолта с восточной стороны, обращенной к проливу, разделяющему острова Шолта и Брач, по отлогому склону выше зоны приурезового карста тянется невысокий береговой вал из обломков известняка. Этот вал служит границей, до которой волны могут добрасывать обломочный материал. Ниже вала, вплоть до уреза, в полосе оголенных карров обломков известняка

нет.

На плоских, едва приподнятых над водой известняковых рифах, встречающихся во внешней части архипелага, закарстована вся поверхность островов, что, естественно, связано с тем, что волны свободно перекачиваются через них. Такие островки могут быть отнесены к особому типу «карстовых бенчей». Можно предположить, что они образовались в ходе эволюции небольших караваеобразных островов, в результате постепенного растворения пород в зоне прибойного потока.

Приурезовый карст отсутствует лишь на отдельных участках больших островов, имеющих крутые береговые обрывы (южные берега островов Чиово, Вис, Брач). Здесь глубоко под уровень моря падают отвесные известняковые стены. Лишь по линии уреза на участках, сложенных монолитными известняками, имеются мелкие ячеи, образовавшиеся от растворения известняка брызгами прибоя. Кроме того, на о. Вис, да и на некоторых других участках, встречаются большие гроты и пещеры.

Пещеры и гроты, видимо относятся к реликтовым карстовым образованиям, возникшим при более низком уровне моря.

Вероятно, реликтивными формами рельефа являются и большие карстовые воронки, встречающиеся на дне многих заливов, побережий. Они специально изучались С. Альфиревичем [Alfirevic, 1961], так как из них поступают пресные воды, недостаток которых остро ощущается на побережье.

С. Альфиревич считает, что воронки образовались в ледниковое время, когда уровень моря был на несколько десятков метров ниже современного. Выходы источников, по его мнению, приурочены к линиям тектонических разломов.

Одна из наиболее интересных проблем на побережье Далмации — происхождение современных карстовых форм подводного берегового склона. Довольно обширная литература посвящена образованию карстовых прибрежных форм рельефа, возникающих выше уреза, в зоне прибойного потока или в приливно-отливной полосе.

Насколько мне известно, карстовые формы подводного склона в литературе не описаны и возможность их образования часто отвергается. Дело в том, что морская вода (особенно таких морей, как Адриатическое, с его повышенной соленостью и температурой) почти всегда насыщена карбонатами и содержит мало свободной, агрессивной по отношению к известняку, углекислоты. Поэтому карбонат кальция не должен растворяться в морской воде. Во многих морях, в том числе и в Адриатическом, отмечается выпадание извести в осадок и образование на дне известковистых корок. В связи с этим возможность карстообразования на подводном склоне подвергается сомнению. Исследования на Черном море, казалось бы, подтверждают подобные мнения. Подводные работы в районе Гурзуфа и у м. Тарханкут, сложенного известняками, показали, что в пределах

подводного основания этих участков карстовые формы рельефа отсутствуют. В то же время выше уреза на известняках развиты карры и другие формы карстового мезорельефа. Не наблюдаются подводные карстовые формы и на средиземноморском побережье Франции, в обследованных мной районах м. Антиб и бухты Виль-Франш.

На Далматинском побережье современный карстовый рельеф подводного склона представлен очень широко и разнообразно. Характерно, что формы подводного карста большинства островов Далмации существенно отличаются от надводного карстового рельефа тех же островов. Надводной части береговой зоны присуще широкое распространение глубоких желобов, ориентированных по двум взаимопересекающимся направлениям: идущие вниз по склону разработаны несравненно сильнее и их дно лежит ниже, являясь руслами стока атмосферных вод.

Резкое изменение комплекса карстовых форм происходит при переходе в подводные условия. Структура блоков и решетки желобов оказываются начисто срезанными, и переход к донным условиям маркируется отвесным уступом более 1 м высотой. Ниже идет наклонная поверхность дна с совершенно иным мезо- и микрорельефом. Иногда ее общий уклон заметно круче, чем в прибойной полосе и соответственно надводной части береговой зоны.

На подводном склоне, кроме желобов, наблюдается много выступов, а также углублений неправильной формы до 1,0 м в поперечнике с обрывистыми краями (рис. 2).

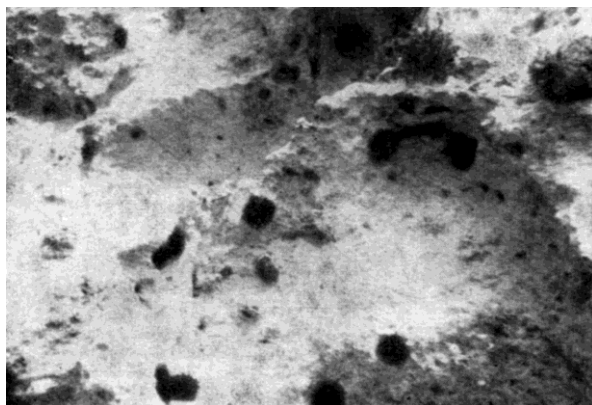


Рис. 2. Карстовые формы рельефа на подводном склоне Адриатического моря

Часто такие углубления, отделяясь друг от друга лишь тонкими перемычками, образуют причудливый раковистый или чешуеобразный рельеф. Здесь же на различных участках встречаются ниши и гроты с неровными, как бы гранеными стенками и сводами, многочисленные выступы, подточенные у основания и превращенные в грибовидные останцы, увенчанные ажурными, очень острыми греб-

нями. Таким образом, на подводном склоне происходит расчленение рельефа не только в вертикальной, но и в горизонтальной плоскостях.

Большинство подводных карстовых форм рельефа не превышает 1—2 м в поперечнике, часто на них накладывается своеобразный микрорельеф, представленный кружевом мелких ячеек, миниатюрных сквозных арок, зубчатых гребешков. Все карстовые формы подводного рельефа развиты на дне, совершенно лишенном наносов и растительности, в довольно узкой прибрежной зоне от уреза до глубин 10—15 м. Глубже подводный склон Далматинского побережья или покрыт илистым песком, или коренные породы не имеют карстовых форм.

Детальное изучение карста прибрежной части подводного склона позволяет уловить некоторые различия в рельефе отдельных участков побережья. Типы и размеры карстовых форм, ширина их зоны зависят от геологического строения берега, крутизны подводного склона и степени укрытости от волнения (рис. 3).

Наименьшее развитие подводные карстовые формы имеют на защищенных участках берега, там их зона не спускается ниже 2—3 м глубины при ширине 10—12 м. Например, у о. Улян в районе г. Задар в узком проливе, отделяющем этот остров от других островов архипелага, подводный карст выражен неглубокими ямками, изолированными выступами и углублениями. Эти формы делают обнаженную поверхность известняка как бы чешуйчатой. Уже с глубины 2—3 м на дне появляются заросли посидонии — весьма распространенной на Адриатике морской травы, которая местами сплошь покрывает дно на мелководье.

Почти такие же условия на юго-западной стороне о. Корнатт где только в узкой полосе до глубины 3 м дно обнажено и имеет карстовые формы в виде небольших ячеек, неглубоких карров со сглаженными краями, глубже карстовые формы исчезают, дно покрывается слоем песка и начинаются заросли посидонии. Наблюдается некоторое различие в карстовых формах юго-западного и северо-восточного берегов этого острова. На северо-восточной стороне, где к берегу выходят известняки, имеющие четкую, почти горизонтальную слоистость, карстовые формы развиваются по линиям напластования. Подводный склон ступенчатого рельефа и ниши простираются в горизонтальной плоскости. Под каждым карнизом или выступом пласта известняков, (их толщина не превышает 0,5—1 м) располагается глубокая щель-полость (на суше подобных форм нет). Поверхность ступеней пересечена глубокими узкими желобами, лежащими на продолжении туннелей, открывающихся со стороны суши. Возникновение подобных форм, видимо, связано с выходами подземных вод. Однако и на этом участке берега зона карста очень узка и не опускается ниже 3 м глубины. В средней части архипелага на участках, открытых волнению больших заливов или моря, зоны

подводных карстовых форм резко расширяются. Такие участки были обследованы на островах Чиово и Шолта.

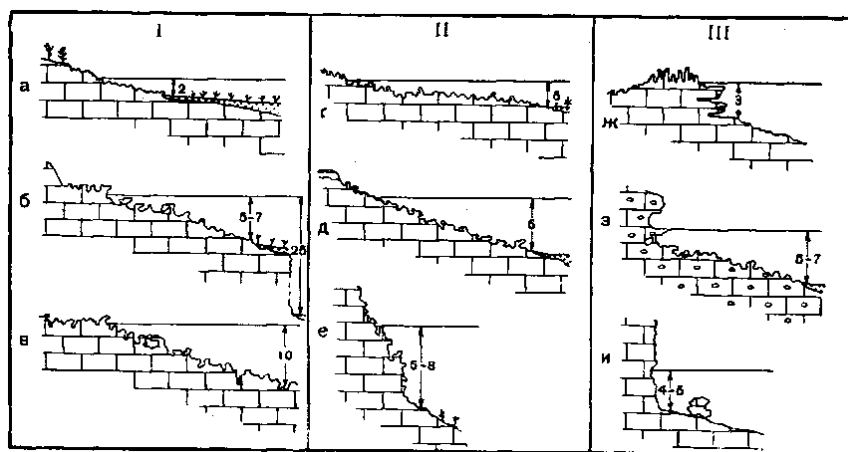


Рис. 3. Развитие подводных карстовых форм в зависимости:

I — от экспозиции берега по отношению к волнению;

II — от крутизны подводного склона;

III — от геологического строения берега;

а — о. Уляян, в условиях почти полного отсутствия волнения — карстовые формы выражены плохо и не спускаются по подводному склону ниже глубины 2 м;

б — о. Чиово, в условиях волнения широкого залива — карстовые формы разнообразны и спускаются по подводному склону до глубин 5—7 м; в — о. Климента, в условиях волнения открытого моря карстовые формы получают наибольшее развитие и прослеживаются до глубины 10 л; г — о. Чиово, подводный склон очень пологий, карстовые формы занимают широкую зону, но не отличаются большим разнообразием; д — о. Шолта (в проливе между о. Шолта и о. Бреч) подводный склон имеет средний по крутизне уклон — получили развитие карстовые формы горизонтального расчленения;

е — о. Шолта, вертикальный береговой обрыв, на его поверхности развиты мелкие карстовые формы в виде небольших ячеей, отдельные выступы получают иглообразную форму; ж — о. Корнат, подводный склон сложен известняками с хорошо выраженным горизонтальным напластованием, карстовые формы развиваются в горизонтальной плоскости; з — о. Чиово, берег сложен конгломератами, на подводном склоне выражены ниши растворения, выступы, крупные ячей, карстовый рельеф более сглажен, чем в известняках; и — о. Чиово, берег сложен плотными известняками, на почти отвесном склоне — карстовые формы почти не развиваются

На о. Чиово можно выделить три типа надводного и подводного карста.

1. К морю спускается довольно крутой склон (см. рис. 3,б), в приурезовой полосе хорошо выражены глубокие карры, сильно расчленяющие поверхность прибойной зоны. От уреза в море обрывается уступ высотой около 1 м, подрезанный у подножья нишей. У

подножья обрыва ниже уровня моря обнажена полоса известняка, с довольно многочисленными выступами резких и причудливых очертаний, с грибообразными глыбами. Ниже можно проследить крупные гребни или столбообразные реликты останцов, испещренных неправильными углублениями и сквозными туннелями. Все их вертикальные или крутонаклоненные плоскости обильно обрастают губками и другими животными. В целом это обрастание образует яркий и пестрый ковер. У основания глыб поселяются морские ежи (*Paracentrotus Lividus*), вытаскивающие себе плоские полукруглые углубления. Здесь же изобилуют литофаги (морские финики).

Собственно поверхность дна раковистая или чешуйчатая с отдельными вогнутыми элементами диаметром порядка 30—50 см лишена обрастания. Между углублениями иногда сохраняются узкие «кружевные» гребешки. На этой поверхности расселяется очень много морских ежей, причем с глубин 3—4 м появляется и другой их вид *Sphaerechinus granularus*.

Поверхность породы в этой зоне почти чистая, белого цвета. Зона обнаженного дна с выраженными карстовыми формами прослеживается до глубины 5—7 м, после чего начинается песчано-илистое дно с зарослями посидонии. На глубине 10 м после резкого перегиба склона следует отвесный подводный обрыв. Его поверхность сплошь покрыта гидроидами.

2. К берегу выходит пологий склон, сложенный слоистыми конгломератами красноватого оттенка (сцементированные известковистым цементом плохо окатанные обломки известняка и гальки). Они переслаиваются с массивными известняками (см. рис. 3, з). Конгломераты растворяются и отступают в сторону суши быстрее, чем известняки, и поэтому по четкой зоне контакта обеих пород наблюдаются многочисленные ниши, небольшие гроты, пещеры и даже наклонные площадки бенчей. Ниши и гроты поднимаются над водой до высоты 2—2,5 м, видимо отмечая зону заплеска. На подводном склоне в конгломератах образуются подобные же ниши высотой 1—2 м. Здесь имеются также сквозные гроты. На обнаженной поверхности подводного склона хорошо выражены углубления, крупные ячеи диаметром 5—10 м, отдельные выступы. В целом рельеф более сглажен, чем карстовый рельеф плотных известняков. Зона подводного карста также не опускается ниже 5—7 м.

3. На значительном протяжении берега, как мы уже отмечали, о. Чиово обрывается к морю отвесным обрывом. Он опускается до глубины 4—5 м (см. рис. 3, и). На вертикальной стенке обрыва ниже уреза хорошо заметны небольшие (несколько сантиметров) гроты и ниши, остроугольные выступы.

Подобная же подводная стенка была обследована на о. Шолта (см. рис. 3, е). Здесь обрыв разделен узкими расселинами на острые гребни, увенчанные бахромой мелких уступов и ячей. Имеются иглообразные выступы неправильной формы, изъеденные со всех сто-

рон углублениями и ложбинами. Как нигде в другом месте, здесь великолепно выражено общее растворение породы: каждый выступ подрезан снизу и нависает над подводным обрывом. Реликты блоков выражены в виде поперечных склону острых гребней с «кружевом» форм растворения. На глубинах 5—7 м карстовые формы исчезают, дно становится более отлогим и на нем появляются массовые поселения морских ежей. К этим гребням приурочены обильные обрастания, в том числе литотамниевых водорослей в виде мелких кеглеобразных наростов.

Сопоставляя строение поверхности отвесных обрывов о. Шолта и южной части о. Чиово, следует отметить, что в последнем случае мы не наблюдали особенно эффектных форм карста. Подводные обрывы сильно обрастают бентосом и литотамниевыми водорослями. Формы растворения наблюдаются только по вертикальным трещинам отдельности, которые ниже уровня воды разработаны в виде щелей и гротов шириной до 30—40 см. Это различие, видимо, можно объяснить тем, что известняки о. Чиово более массивны, чем о. Шолта, и почти лишены трещиноватости.

Таким образом, в средней части архипелага зона подводного карста значительно шире, чем на укрытых внутренних берегах, а сам рельеф более разнообразен. Правда, разнообразие форм рельефа обуславливается уже не укрытостью берега, а геологическим строением и крутизной склонов.

Наиболее широка зона карста на подводных склонах островов внешней части архипелага. Мы обследовали подводный склон у о. Климента (см. рис. 3, в) и у известнякового рифа, расположенного немного мористее о. Жирье. Эти участки дна обращены к открытому морю и подводные карстовые формы здесь наиболее эффектны и разнообразны. У о. Климента подводный ландшафт напоминает в миниатюре резко расчлененную альпийскую горную страну, где острые «пики» разделяются узкими «ущельями» с отвесными бортами, неправильной формы воронками. Нередко через эти «ущелья» карры переброшены ажурные «арки» и «мостики». Бросается в глаза, что система карров на подводном склоне о. Климента более разветвленная и более глубокая, чем у о. Чиово. Здесь на крупные карры накладывается кружево микрокарстовых форм. Зона карстовых форм занимает полосу шириной более 50 м и спускается до глубины 8—10 м.

Для этого участка подмечены следующие особенности. Во-первых, поверхность дна явно круче, чем надводная часть. Во-вторых, на дне сохранились расширенные и углубленные реликты наиболее крупных надводных желобов по контактам наклонных слоев. Под водой они прослеживаются до глубины 12—15 м и выражены в виде коридоров шириной до 1,5 м и глубиной до 1 м. Края этих желобов очень крутые и отвесные. У дна со стороны налегающего слоя выработаны узкие глубокие щели. В-третьих, здесь име-

ются округлые воронки, вернее, цилиндрические углубления, диаметром 1,5 м и до 1 м глубины. На дне воронок лежат крупные камни и плиты. Возможно, что это действительно карстовые воронки, по которым осуществляется выход подводных источников. Однако в конце августа нигде не обнаруживаются признаки холодных пресных вод.

Подводный склон известнякового рифа близ о. Жирье был обследован до глубины 65 м. Здесь зона карстовых форм, очень сложных, занимает полосу от уреза до глубины 10 м. Правда, на глубине 7 м начинают появляться отдельные «кусты» посидонии, но до 10-метровой глубины прослеживаются выступы известняков, изъеденных ячеями, пещерками и небольшими гротами. На глубине 10 м посидония образует почти сплошной покров. Дно постепенно увеличивает крутизну. На глубине 25 м следует резкий перегиб подводного склона, и он переходит в отвесную стену, обросшую гидроидами и губками. На поверхности стены — небольшие выступы, трещины, пещерки. По трещинам проходит бахрома красных водорослей. На глубине 65 м к подножью стены примыкает песчано-илистая равнина.

Сравнивая исследованные участки берега, можно подметить, что процессы подводного карстообразования находятся на разных стадиях развития. В особенности это относится к прибойной зоне. В одних случаях раздробленность поверхности бывает очень густой и мелкой. Наиболее четкие депрессии еще недостаточно расширены, острые углы и гребни сидят чрезвычайно густо, подтачивание в горизонтальном направлении (на уровне моря и несколько ниже) еще не успело разрушить даже сравнительно мелкие выступы.

В других случаях (мелкие островки около островов Климента и Жирье, Корнат, частично Шолта) основные структурные трещины расширены и превращены в плоскодонные коридоры, надводные элементы сохранились не везде, а те, которые есть, глубоко подточены у основания. Наконец, почти исчезают гребни и иглы, хотя сохраняется общая ноздреватость пониженной поверхности породы.

Эти различия частично связаны, как отмечалось выше, с характером экспозиции берега, а частично с литологическими свойствами пород. Но, возможно, они зависят и от стадии процесса переработки надводных карстовых форм в подводные. Процесс этот активен и идет в настоящее время в зоне прибоя. Еще более интенсивно продолжается разрушение пород под водой. Свежесть форм зоны прибоя и брызг свидетельствует о том, что процесс переработки рельефа начался недавно (очевидно, это сотни, а никак не тысячи лет). Отсюда следует, что погружение берегов продолжается. Иначе описанные формы микро- и мезорасчленения не могли бы сохраниться в настоящем виде.

Очевидно, что при продолжающемся погружении берега все новые зоны надводной поверхности со свойственными ей формами,

преимущественно вертикального карстового расчленения, перерабатываются сначала в прибойной полосе, а затем слой породы 1—2 м толщины нацело срезается уже полностью в подводных условиях. Резкое отличие подводных карстовых форм от надводных позволяет считать, что карстообразование активно протекает и на подводном склоне и здесь формы растворения карбонатов морской воды имеют свои специфические черты. Их образование может быть связано только с воздействием гидродинамических факторов: усилением волнового давления и обменом вод у подножья глыб, в вогнутостях пород, просачиванием воды под определенным давлением сквозь участки «кружевной» структуры. Здесь одновременно должно было проявляться и динамическое воздействие и усиливаться растворение породы, пусть подготовленной сверлящими организмами и ослабленной там, где на поверхности породы поселяются водоросли, понижающие, хотя бы и временно, pH морской воды.

Достаточно полное и обоснованное объяснение процессов подводного карстообразования можно будет дать после проведения цикла стационарных наблюдений по гидрохимии прибрежных вод и сравнительных химических анализов образцов грунта и коренных пород подводного склона. Наши рекогносцировочные наблюдения позволяют высказать лишь общие соображения.

Гидрохимические исследования в Адриатическом море проводились только в достаточном удалении от берегов, на глубинах уже в несколько десятков метров, поэтому гидрохимический режим прибрежной зоны не выяснен. Между тем известно, что жизнедеятельность водорослей резко понижает pH морской воды. Вполне возможно, что подобный же эффект достигается временно и на первых 6—8 м глубины в прибрежной полосе, особенно в придонном слое. Следовательно, нельзя утверждать, что растворяющее действие воды на мелководьях Адриатики невозможно.

Далее, сравнительный материал по морям различных климатических зон [Guilcher, 1959] показывает, что интенсивное выщелачивание карбонатных пород возрастает с повышением температуры. Хотя при повышении температуры на 20—30° количество растворенной углекислоты уменьшается примерно вдвое, однако скорость химической реакции растворения по законам химической кинетики возрастает в 2 раза и более при повышении температуры только на 10° [Сафьянов, 1962].

Возможно, что в прогретой прибрежной полосе Адриатики при минимальном количестве агрессивной углекислоты возникают благоприятные условия для растворения известняков, слагающих подводный склон. Содержание в воде углекислоты в то же время повышается в результате активного перемешивания вод прибрежной зоны. Следовательно, приуроченность карста к узкой полосе ниже уреза очевидна.

Напомним, что ширина зоны карста зависит от волнового воз-

действия на берег (см. рис. 3,1): на открытых берегах, где волнение сильнее и перемешивание интенсивнее и проникает на большую глубину, карстовые формы разнообразнее и спускаются на большую глубину. Отсутствие на дне обломочного материала и обрастание также благоприятны для возникновения карста.

Итак, в условиях Адриатики растворение карбонатных пород в узкой прибрежной зоне имеет определенное геоморфологическое значение. Оно, несомненно, должно проявляться и в других морях, хотя его формы и интенсивность проявления зависят от динамических условий береговой зоны. В Адриатике для развития карста оказались благоприятными как климатические и гидрохимические условия, так и волновой режим. Однако можно предположить, что в иных условиях при сильных и постоянных волнениях карстовые формы подводного рельефа должны разрушаться, особенно если в береговой зоне имеется обломочный материал, или захороняться под толщей осадков, т. е. карстовые формы развиваются при определенных оптимальных условиях волнения.

Таким образом, хотя химическое растворение в береговой зоне обуславливается климатическими, гидрохимическими и литологическими условиями, проявление и интенсивность карстообразования зависят от характера абразионно-аккумулятивного процесса, протекающего в данной обстановке.

Особенности берегов коралловых построек

Весьма своеобразное образование, возникающее на границе суши и моря тропической зоны, — коралловые постройки. Современным и ископаемым кораллам посвящена обширная литература, в которой они рассматриваются в биологическом и литологическом аспектах. Исследуются особенности строения коралловых рифов, их происхождение в связи с колебаниями уровня Мирового океана, на которые, в силу своих экологических особенностей, они чутко реагируют.

Основы теории происхождения коралловых рифов заложены в прошлом веке в классических работах Ч. Дарвина и Р. Дэли. Исследования последующих десятилетий дали большое количество фактического материала, но не привели к пересмотру основных положений тектонической теории Ч. Дарвина и эвстатической Р. Дэли. В настоящее время, видимо, разработка теории происхождения коралловых построек наиболее плодотворна на основании синтеза идей этих выдающихся исследователей и учета новейших данных. Обобщения данных о коралловых рифах приводятся в монографиях по геологии и геоморфологии побережий [Шипард, 1952; Леонтьев, 1961, 1968; Зенкович, 1962а и др.], наконец, одно из последних обобщений по коралловым островам имеется в книге «Берега Тихого океана» [1967].

В большинстве работ по кораллам весьма малое внимание об-

ращается на взаимодействие коралловых берегов с волнением. Между тем их эволюция, несомненно, определяется в значительной степени воздействием волн. Остановимся на этом важном для нашей темы моменте. Отдельные исследователи отмечают, что очертания атоллов и островных барьерных рифов экваториального пояса зависят от действия волн. Х. Виенс [Wiens, 1962], проанализировавший огромное количество карт, показал, что ориентировка, распределение элементов коралловых островов объясняются условиями волнения того или иного района. Р. Фейрбридж [Fairbridg, 1950б] считает, что первоначальные поселения кораллов на шельфе зависят от экологических факторов и структурно-геологических условий, дальнейшее же развитие обусловлено действием волнений и течений. Последние, проникая на глубину нескольких десятков метров, могут влиять на первоначальные очертания и рост рифов, достигших или почти достигших уровня моря.

Под действием волн края коралловых построек разрушаются, и продукты разрушения пополняют запасы наносов волнового поля. Обломки кораллов и коралловый песок участвуют во вдольбереговом перемещении материала, распределяются по дну, из них строятся аккумулятивные формы различного типа [Steers, 1937, 1940a; Guilcher, 1969; Зенкович, 1960, 1962a]. В.П. Зенкович считает, что между развитием обычных и коралловых берегов нет больших различий, поскольку основным энергетическим фактором, изменяющим берег, в обоих случаях остается волнение. На примере рифовых образований у о. Хайнань он показал, что на коралловых островах интенсивно протекает процесс выравнивания береговой линии, который приводит к формированию кольцевых атоллов.

Однако наряду с выравниванием береговой линии на коралловых островах, так же как и на островах иного генезиса, происходит усложнение ее очертаний: разрушения одних их частей и наращивания других. Такие явления наблюдали, в частности, Р. Фейрбридж [Fairbridg, 1950б] на шельфовых островах Австралии, Ю.С. Долотов [1963] на атолле Диего-Гарсия в Индийском океане и др. Запасы обломочного материала на коралловых островах активно пополняются за счет разрушения более древних образований. По образному определению Зенковича (1962a), «...риф, с точки зрения динамики берега, является как бы «фабрикой», которая переводит в твердое состояние известь морской воды, а волны затем используют этот материал для создания ряда аккумулятивных форм».

Исследования атоллов юго-западной части Тихого океана, проведенные автором настоящей работы, показали, что волновые процессы имеют большое влияние на формирование внешнего края атоллов. Здесь формируется своеобразный рельеф поперечных ложбин и происходит разрушение колоний кораллов. Одновременно из материала разрушения строятся аккумулятивные острова и, вероятно, поверхность внешней рифовой платформы [Каплин и др., 1972].

В настоящее время в связи с изменением климатических условий часть коралловых рифов исчезает. Такой процесс исследован Зенковичем на о. Хайнань, и им же, совместно с А.С. Иониным и Ю.А. Павлидисом, на о. Куба [Зенкович, 1960; Ионин и Павлидис, 1971]. В условиях отмирания коралловых построек еще большее значение приобретает волновая деятельность и развитие абразионно-аккумулятивного процесса.

Таким образом, при всем своем своеобразии коралловые постройки, вступившие в соприкосновение с морем, «ведут себя» в общих чертах так же, как и любой другой тип берега. Они так же реагируют на развитие процессов абразии и аккумуляции, проходят ряд стадий формирования, эволюционируя от первичных коралловых к выровненным абразионным или абразионно-аккумулятивным, вторично расчлененным.

Роль мангровой растительности в динамике береговой зоны

Большие пространства побережий тропической и субтропической зон заняты мангровой растительностью (рис. 4). Мангры приспособились к жизни в морской воде. Их разветвленная корневая система отчасти глубоко погружена в ил, отчасти остается над его поверхностью в воде.

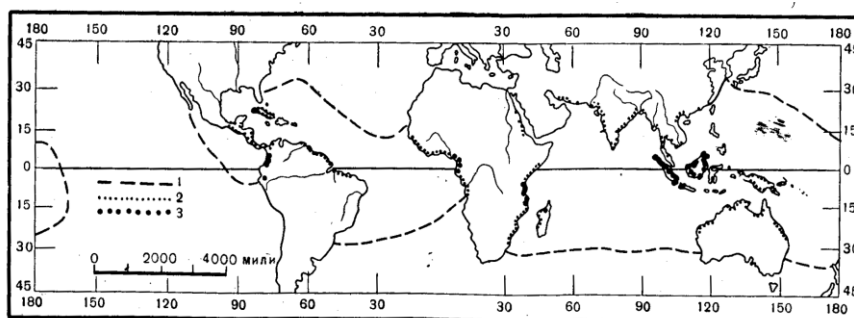


Рис. 2. Картограмма распространения мангров: 1 — границы зоны развития мангров; 2 — побережья с низкими манграми; 3 — побережья с высокими манграми

Для развития мангров на побережье необходимы определенные условия. Прежде всего, это, как указывает Р. Вест [West, 1959], высокая температура воздуха. Мангровые леса хорошо произрастают при средних температурах самого холодного месяца — не ниже 20°C и при сезонных колебаниях температур не более 5°C . Развитию мангров способствует высокая влажность воздуха, заболоченность почвы. Мангры произрастают только на участках проникновения морских вод на сушу во время приливов, и поэтому ширина зо-

ны их распространения непосредственно зависит от высоты приливов. Одно из самых замечательных мест мира по пышному развитию мангровой растительности — тихоокеанское побережье Колумбии. Пожалуй, лишь окаймленные манграми берега Зондского архипелага могут соперничать по площади распространения, видовому разнообразию с мангровыми болотами и лесами Колумбии, где климатические условия для их развития наиболее благоприятны. Температура самого холодного месяца здесь $22,4^{\circ}\text{C}$, самого теплого 25°C , т. е. практически в течение года среднемесячные температуры не меняются.

Низкие аллювиальные берега Колумбии, окаймленные густыми мангровыми лесами и песчаными пляжами, протягиваются вдоль берега океана более чем на 700 км. Мангровые болота занимают узкую полосу низменности шириной от 10 до 20 км. Р. Вест разделяет низменное побережье Колумбии на четыре географических пояса, вытянутых вдоль океана: 1) отмелого взморья перед берегом; 2) песчаных пляжей и аккумулятивных форм; 3) мангровых солоноватых болот; 4) пресноводных болот и топей. За поясом болот начинаются влажные экваториальные леса, которые занимают большую часть аллювиальной низменности Колумбии.

Подобная поясность, как отмечает Р. Вест, весьма характерна для побережий экваториальных районов, занятых манграми, и может быть отмечена как типичная черта их строения. Внешний пояс отмелого подводного склона побережья Колумбии отличается сложностью рельефа. Здесь обширные пространства илистых равнин чередуются с илистыми банками, отдельными песчаными отмелями, барами против устьев рек. Верхняя часть этой зоны на многих участках представлена приливной осушкой шириной до 3—4 км. В целом подводный склон, особенно в верхней части, очень отмелый, глубины неровно и медленно нарастают в сторону океана, изобата 5 м на некоторых участках отходит от берега на 5—7 км.

Приблизительно 45% колумбийских мангровых берегов окаймляется песчаными пляжами. Они отсутствуют лишь в заливах и эстуариях, защищенных от волнового воздействия. Пляжи и аккумулятивные формы образуются из материала, выносимого многочисленными реками.

Большую роль в формировании рельефа обеих внешних зон побережья играют приливно-отливные течения. Побережье Колумбии характеризуется наибольшими амплитудами приливов на восточном побережье Тихого океана. Средняя амплитуда приливов 2—3 м, а в сизигию 3,5—5 м. Во время высоких приливов морская вода проникает на сушу на 2—7 км, а по рекам гораздо дальше. В береговой зоне приливными течениями формируются глубокие каналы, прорезающие верхнюю часть подводного склона, достигающие нередко значительной глубины. Так, против устья р. Эмеральдас глубина такого канала — 60 м. Из илистых осадков, переносимых при-

ливными течениями, в береговой зоне формируются отмели, подводные конуса выноса, обширные илистые равнины.

За полосой аккумулятивной суши приливные каналы на многих участках побережья сливаются с параллельными береговой линии узкими лагунами, которые образуют почти непрерывный водный путь вдоль мангрового побережья. Хотя по приливным каналам течениями в основном разносится и отлагается тонкий ил, на побережье и в зоне мангровых лесов и болот имеются отдельные накопления песка в виде отдельных островков, возвышающихся над общим уровнем низменности. На некоторых островках отмечены следы древних береговых линий.

Зона мангровых лесов тянется вдоль берега полосой, имеющей ширину 2—5 км. По долинам рек мангровая растительность уходит в глубь суши на 10—15 км. Эта полоса отделена от океана широкой зоной мелководья и песчаными пляжами или барами. Только в укрытых от волнения, хорошо защищенных заливах и эстуариях мангры непосредственно опускаются к океану. Внутреннюю часть мангровых болот пересекает система коротких извилистых каналов — «эстерос». Во время высоких приливов каналы переполняются солеными водами океана, и морская вода растекается по окружающим заболоченным пространствам.

Мангровые леса Колумбии состоят в основном из больших деревьев и относятся к так называемым «высоким манграм». На американском побережье высокие мангры кроме Колумбии и побережья зал. Гуаякиль встречаются лишь на юго-западе п-ова Флорида. За пределами Американского континента они отмечены на побережьях Камеруна, восточной Нигерии, бывшей Танганьики, на Суматре и Борнео. Один из основных видов высоких мангров — красные мангры (*Rhizophora brevistyla*; *Rhizophora samoensis*), достигают 30-метровой высоты, диаметр ствола более 1 м. Заросли черных (*Avicennia*) и белых мангров (*Sonneratia*) называют «низкими манграми». Последние менее притязательны к условиям жизни и поэтому на многих тропических берегах (Центральная Америка, побережье Южно-Китайского моря, Австралия) составляют основу мангровых лесов. В Колумбии они поселяются в местах повышенной солености, на почвах, имеющих примесь песка, т. е. там, где не могут жить красные мангры.

Мангровые леса и болота в прибрежных районах экваториальной зоны Южной Америки, пожалуй, самая характерная черта ландшафта. Однако в динамике береговой зоны мангры не играют той значительной роли, которая им приписывается. Считается, что, поселяясь на илистых отмелях, молодая мангровая растительность закрепляет их и способствует дальнейшему отложению илов, так как воздушные корни растений служат «ловушкой» для твердых осадков, приносимых приливными течениями [Steers, 1940б]. Мангровые деревья *Rhizophora* часто называют «строителями суши», или «мате-

рию островов». По мнению Р. Веста, эти функции мангров переоцениваются. Он считает, что гораздо большую роль в осаждении ила на мангровых болотах и в береговой зоне перед зарослями мангров играет коагуляция тонких частиц при встрече речных вод с морскими. Мангры поселяются на илистых поверхностях осушек и отмелей только тогда, когда последние полностью уходят из-под влияния морских волн, когда со стороны океана они надежно защищены широкими пляжами, аккумулятивными формами или отмелями. При этом пионером колонизации таких «отмерших» берегов бывает не *Rhizophora*, а *Avicenia*.

Заросли мангров расширяются при выдвижении береговой линии в результате аккумуляции ила и нарастания осушек. Мангры следуют за нарастающим берегом, сохраняя при этом определенную дистанцию до зоны разрушения волн. Никогда мангры не поселяются на открытых волнению участках берега, мысах и барах. Напротив, при отступании берега, его размыве волны немедленно разрушают заросли мангров, а лес постепенно отступает впереди береговой линии. Кроме того, мангровый лес нередко уничтожается движущимися песчаными дюнами.

В Южно-Китайском море мангровые заросли возникают только на участках, где происходит активное отложение илов [Зенкович, 1962a]. При этом перед внешним краем зарослей мангров обычно простирается полоса открытой илистой осушки, на которой происходит накопление илов, совершенно не связанное с влиянием мангров. Если обратиться к примеру побережья п-ова Йорк (север Австралии), то и здесь, несмотря на то что мангры занимают большие площади, по свидетельству Х. Валентина [Valentin, 1961], берег создан морем и является выровненным аккумулятивным, с широко развитыми барами и лагунами, т. е. и в этом районе мангровые заросли непосредственно в береговой зоне отсутствуют. Подобную же картину я наблюдал на о. Новая Каледония и о. Вити Леву (Фиджи).

Таким образом, в динамике береговой зоны побережья мангры играют пассивную роль — главное значение для формирования рельефа имеет огромный вынос материала с суши и перераспределение его волнами по подводному склону.

Количество материала, выносимого в прибрежную зону, в частности Колумбийской низменности, настолько велико, что даже океанские волны и довольно мощные приливно-отливные течения не успевают перерабатывать и перераспределять наносы вдоль берега и профиля подводного склона. Благодаря этому рельеф последнего отличается отмелостью, а береговая линия постепенно выдвигается в сторону океана.

Итак, на примере побережья Колумбии и других районов достаточно четко выявляется, что специфика береговых процессов тропических районов обусловлена в первую очередь интенсивностью проявления абразии и аккумуляции в береговой зоне, а не развитием

мангровой растительности.

Развитие на побережьях ваттов и маршей

Возникновение ваттов, маршей и лайд (поморское название маршей) связывается с деятельностью приливов. Так же как и мангры, они формируются на приливных участках, где в береговой зоне осаждается большое количество мелкозернистого и тонкого илистого материала. Д. Стирс [1958] считает, что мангровые заросли являются тропическим аналогом маршевых лугов умеренной зоны. По внешнему виду они резко отличаются друг от друга, но взаимосвязь физико-географических и экологических факторов в каждом из этих образований имеет так много общего, что абсолютно невозможно изучать их в отрыве друг от друга. Это хорошо прослеживается, как свидетельствует Стирс, во Флориде, где маршевые пространства с севера на юг закономерно переходят в мангровые болота и леса.

В.П. Зенкович [1962a] определяет марши как засоленные приморские луга, а ваттами предлагает называть только илистые, лишенные растительности поверхности приливных осушек. Классическими районами распространения ваттов и маршей являются атлантическое побережье США, Англия (особенно северный Норфолк), Голландия, Ирландия [Guilcher and King, 1961]. Автор настоящей работы имел возможность познакомиться с особенностями ваттовых и маршевых берегов Англии (районы северного Норфолка, м Джибралтар, косы Спёрн-Хед, зал. Моркамбей) и всего побережья Нидерландов.

Типичным примером марша может служить район м. Джибралтар, где в настоящее время расположен заповедник, в пределах которого ведутся постоянные наблюдения за режимом побережья [King and Barnes, 1961]. Марш расположен здесь в волновой тени ряда подводных аккумулятивных форм. Большая его часть заливается лишь водами полных сизигийных приливов, достигающих отм. 3—6 м: Во время квадратурных приливов, не превышающих по уровню 2 м, затопляется только песчано-илистая осушка и низкая часть марша (рис. 5).

Поверхность марша имеет очень слабый уклон от уровня 3,6—3,9 м до отм. 1,5—2 м, где переходят в ваттовое пространство. С. Кинг на этом марше выделяет зоны, отличающиеся друг от друга ассоциациями трав, произрастающих на различных типах илистого грунта. Ниже 2,7 м на жидких илах в основном развивается трясинная трава (*Spartina tawnsendii*). В более высоких зонах, где в илах встречается песчаный материал, а сами они становятся плотнее, наибольшую роль играет солерос европейский (*Salicornia herbacea*). В пределах низкой части приливные воды стекают в море ровным слоем и на поверхности марша не наблюдается каналов стока.



Рис. 5. Низкий марш в районе м. Джиблартар (Восточная Англия)

В более высокой зоне марша, что расположена под защитой главной восточной дюнной гряды, сформированы каналы стока, или «крики». Они часто отделены от марша естественными валами. Выделенные зоны марша отличаются не только высотными уровнями и типами растительности, они представляют собой разные этапы развития марша — от юных илистых осушек до зрелых маршевых лугов, вышедших из-под влияния прилива. Зрелые марши особенно широко представлены на побережье северного Норфолка. Здесь 3-х километровая полоса высокого марша тянется у подножия древнего отмершего клифа вдоль всего берега. Уровень высокого марша, несколько превышает отметки прилива, и он заливается только при нагонах, совпадающих по времени с приливами. Со стороны моря марш окаймлен грядой песчаных дюн, перед которыми простирается песчаная осушка, в свою очередь, отделенная от моря косой Блекней. Последняя сложена галькой и возвышается над уровнем марша на 5—4 м.

Поверхность марша Норфолка наиболее типична для зрелых стадий этой формы. Его пересекают системы «криков» (рис. 6),



Рис. 4. Высокий марш на побережье Норфолка, пересекаемый каналом стока («криком»)

углубленных по отношению к поверхности марша на 3—3,5 м. Их дно выстилается мощным слоем полужидкого ила и совершенно непреодолимо для пересечения. Характерной формой рельефа поверхности марша являются круглые и овальные углубления, иногда достаточно крупные. Д. Стирс считает, что они образуются вследствие застоя соленых вод после прилива в первичных неровностях грунта, засоляются больше, чем окружающие пространства, и поэтому растения неохотно заселяют их. Маршевая толща илистых отложений в Норфолке, очевидно,— наиболее мощная на всем побережье Англии. Ее нарастание обусловлено современным погружением берега в этом районе.

Благодаря погружению толща превышает амплитуду приливно-отливных движений уровня моря, и ее подошва опущена ниже отметки отлива в сизигию.

Благоприятная обстановка для образования маршей существует в защищенных водах эстуариев. Значительные площади занимают марши и эстуарии р. Хамбера под прикрытием косы Опёрн-Хед. Здесь большую часть поверхности занимают низкие марши, на которых еще не сформировались отливные каналы. Марш Хамбера активно нарастает за счет приноса приливами материала, образуемого при активной абразии моренных клифов м. Холдернесс и твердого стока рек Кьюз, Дон и др.

На восточном побережье Англии более всего распространены илистые марши. Илистый грунт зрелых маршей здесь отличается

достаточной плотностью, и растительность, покрывающая их поверхность, разнообразная и высокая, представлена густо разрастающимися ситником, морской полынью, армерией, морской лавандой, морским укропом и т. п. На западном побережье, в зал. Моркамбей, например, основанием маршей служит песок с незначительным слоем наноса сверху. Эти марши также покрыты растительностью, но здесь она совсем иная: много злаковых трав, менее разнообразно представлены растения других видов; трава невысокая и напоминает хорошо скошенную лужайку.

Ваттовые и маршевые пространства занимают огромную территорию на побережье Северного моря в пределах Дании, ФРГ, Нидерландов и Бельгии. Ширина зоны ваттов и маршей достигает 20 км, а протяженность 250 км. Огромным ваттом является зал. Вадден-Зе, расположенный за грядой Западно-Фризских островов. Структура ватта достаточно сложная: он пересекается системой каналов, часть из которых не сохнет даже в отлив. Каналы принимают в себя мелкие промоины, дренирующие более высокие пространства осушек, и сами, в свою очередь, собираются в глубокие эрозионные желоба, разделяющие фризскую аккумулятивную форму на острова.

Система промоин и каналов расчленяет поверхность дна зал. Вадден-Зе на сегменты различной величины и высоты над уровнем отлива. Более высокие части ватта, расположенные над уровнем квадратного прилива, сложены тонкими чистыми илами, книзу или переходят в песчанистые разности и алевроиты, а вблизи крупных каналов стока сменяются мелкими песками. Интересно, что на низких частях ваттов дно мелких промоин фиксировано слоем ила, содержащего исключительно много раковин моллюсков. Этот слой вскрывается при бурении поверхности самого ватта. По определению голландских исследователей [Straaten, 1961, 1963б], слой, содержащий много раковин, датируется XVI в. и фиксирует какую-то резкую смену в режиме накопления илистой толщи.

В сторону суши ватты закономерно переходят в марши. В Нидерландах почти не сохранилось маршей в природном состоянии. Большинство из них ограждено дамбами и освоено под сельскохозяйственные угодья. «Дикие» участки маршей можно наблюдать на Фризских островах, на стороне, обращенной к зал. Вадден-Зе, и в некоторых районах юго-запада в провинции Зеландия по берегам эстуариев дельты Рейна—Мааса. Эти марши — полные аналоги английских. Здесь тот же рельеф и поверхность и почти такие же растительные ассоциации, как на восточном побережье Англии.

Итак, ватты и марши создают особый ландшафт побережий. В их формировании большую роль играют приливы, растительность, которая закрепляет первоначально оголенные поверхности ваттов и способствует накоплению новых толщ илов. На побережьях Англии и Нидерландов представлены типы ваттов и маршей, находящихся в

различной стадии развития, от первично зарождающихся осушек до зрелых форм высоких маршевых приморских лугов. Процессы формирования ваттовых и маршевых пространств изучены достаточно полно, выяснены причины их нарастания, развития и стабилизации [Зенкович, 1962a]. Здесь хотелось бы обратить внимание на то, что марши, так же как и мангровые болота, образуются лишь в условиях, которые определяются динамикой береговой зоны. Они возникают только на участках побережий, защищенных от волн открытого моря косами, подводными аккумулятивными формами, грядами дюн. Их развитие происходит только в условиях отмелого берега и при наличии в береговой зоне огромных масс тонких наносов, образующихся при размыве дна клифов или же выносимых из рек. Поэтому, так же как любой иной тип берега, где зональные и неволновые факторы играют определенную роль, маршевые и ваттовые берега развиваются в зависимости от режима береговой зоны, и их динамика определяется общим характером абразионно-аккумулятивного процесса на побережьях.

ЛИТЕРАТУРА

- Арэ Ф. Э.* О влиянии теплофизических свойств мерзлых пород на разрушение берегов арктических морей. Сб. «Тепловые процессы в мерзлых горных породах». М., «Наука», 1964а.
- Арэ Ф. Э.* Роль повторножильных льдов в разрушении береговых обрывов на арктическом побережье. Сб. «Тепловые процессы в мерзлых горных породах». М., «Наука», 1964б.
- Вильнер Б. А.* Особенности динамики берегов северных морей. «Сб. работ Ин-та океанолог. АН СССР», 1955, т. 4.
- Григорьев Н. Ф.* Роль криогенных факторов в формировании морских берегов Якутии. Сб. «Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР». М., Наука, 1962.
- Григорьев Н. Ф.* Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. Л., «Наука», 1966.
- Дзенс-Литовский А. И.* Морская абразия, ее типы и формы. «Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», 1955, т. 12.
- Долотов Ю. С.* О некоторых особенностях развития берегов тропической зоны. «Океанология», 1963, т. 3, вып. 2.
- Живаго А. В.* О формах растворения и разрушения известняков на побережье Западного Крыма. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1950, № 6.
- Зенкович В. П.* Наблюдения над физическим выветриванием и абразией на Мурманском побережье. «Уч. зап. МГУ», 1937, № 16.
- Зенкович В. П.* Зимние наблюдения на Мурманском побережье. «Уч. зап. МГУ», сер. геогр., 1941, вып. 48.
- Зенкович В. П.* Морские берега земли. Рецензия на книгу Х. Валентина. «Изв. Всес. геогр. о-ва», 1959б, т. 91, № 2.
- Зенкович В. П.* Применение волновой теории к анализу строения коралловых берегов (на материале острова Хайнань). «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 2.
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АНХСР, 1962а.
- Зенкович В. П. и Каплин П. А.* Подводные геоморфологические исследования на Далматинском побережье. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1965, № 3.

Ионин А. С., Павлидис Ю. А. Условия формирования рельефа и осадков береговой зоны острова Пинос (Куба). Кн. «Новые исследования береговых процессов». М., «Наука», 1971.

Ионин А. С., Каплин П. А. и Медведев В. С. Некоторые результаты региональных исследований на побережьях Советского Союза. «Тр. Ин-та океанол. АН СССР», 1961а, т. 48.

Ионин А. С., Каплин П. А. и Медведев В. С. Карта современных вертикальных движений берегов морей СССР и геолого-морфологические методы их изучения. Кн. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения», М., Изд-во АН СССР, 1961б.

Ионин А. С., Каплин П. В. и Медведев В. С. Классификация типов берегов Земного шара (применительно к картам Физико-географического атласа Мира). «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1961в, т. 12.

Калянов В. П. Отчет о геоморфологических работах в рейсе ледореза «Литке». «Тр. Гос. океаногр. ин-та», 1934, т. 4, вып. 2.

Каплин П. А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей (на примере побережья Чукотского моря). Сб. «Новые исследования береговых процессов». М., «Наука», 1971.

Каплин Т. Н. Некоторые особенности размыва берегов, сложенных многолетнемерзлыми горными породами. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1959, 4.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ, 1961.

Лымаев В. И. К вопросу о зональности береговых процессов и типов берегов. «Вести. Ленингр. ун-та», сер. геол. и геогр., 1966, № 6.

Медведев В. С. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалин. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», 1961а, т. 8.

Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей, ред. П. А. Каплин. М., «Наука», 1971.

Панов Д. Г. Геоморфологический очерк берегов полярных морей СССР. «Уч. зап. МГУ», 1938, вып. 19, т. 2.

Сафьянов Г. А. Химическое выщелачивание на берегах и абразионный процесс. «Океанология», 1962, вып. 4.

Сафьянов Г. А. Формы химической абразии на гипсовых берегах. «Вестн. Моск. ун-та», 1963, № 4.

Сафьянов Г. А. Типы абразии и некоторые общие черты абразионного процесса. Автореф. канд. дисс. М., 1964а.

Стремяков А. Я. Геокриологические особенности аккумулятивных береговых форм северных морей. «Мат-лы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриол.», 1966, вып. 6.

Усов В. А. Криогенное строение и особенности формирования многолетнемерзлых отложений лагунного берега. Сб. «Мерзлотные исследования», вып. 7. Изд-во МГУ, 1967.

Шоллей А. Структурная и климатическая геоморфология. Кн. «Вопросы климатической и структурной геоморфологии». М., ИЛ, 1959.

Ahlmann H. W. Mechanische Verwitterung und Abrasion an der gebirgskiiste, des Nordweste, Schweden. «Bull. of Geol. Inst. Upsala», 1916, Bd. 13, Nr. 2.

Alfirevic S. Prilog poznavaniu morfologie podmorskih Vrela. «Н. Ygoslavenski speleoleski Kongres». Zagreb, 1961.

Davies G. L. A morphologic approach to world shorelines. «Zeitschr. Geomorphol.», 1964, vol. 8, p. 127.

Emery K. O. and Reve11e R. Chemical erosion of Beach rocks and exposed reef rocks. «U. a. Geol. Survey Prof. Paper», 1957, 260-T, p. 699.

Fairbridge R. W. Recent and Pleistocene Coral Reefs of Australia. «Journ. of Geol.», 1950 6, vol. 58, No. 4.

- Gui1cher A.* Morphologie littorale et sousmarine. Paris, 1954.
- Gui1cher A.* Sedimentation and sediments in atoll lagoons and behind barrier reefs in Coral seas. «Mem. Simp. Intern. Lagunas Costeras». Mexico, 1969, p. 193.
- Gui1cher A. and K i n g C. A. M.* Spits, tombolos and tidal marshes in connemars and West Kerry, Ireland. «Proceed. Royal Irish Acad.», ser. B, 1961, vol. 61, No. 17.
- Guilcher A. et Pout P.* Etude experimentale de la corrosion littorale des calcaires. «Bull. Assoc. geog. frans.» 1957, n° 265—266.
- King C A. M. and Bahnes T. A.* Salt marsh development at Gibraltar point, Lincolnshire. «The East Midland Geographer», 1961, No. 15.
- McGi11 J. T.* Map of coastal landforms of the world. «Geogr. Rev.», 1958, vol. 48, No. 3.
- McGi11 J. T.* Coastal classification maps; a review. «Second Coastal Geography Conf.» Washington, 1959.
- Phleger F. B.* Sedimentology of Querrero Negro Lagoon, iBaja California. Mexico. КН. «Submarine geology and geophysics». London, 1965.
- Rex R. W.* Microrelief produced by sea ice grounding in the Chukchi Sea near
- Russell R.* Origin of beach rock. «Zeitschr. Geomorphol.», 1962, vol. 6. No.1.
- Russell R.* Recent recession of tropical cliffy coasts. «Science», 1963, vol. 139, No. 3549.
- Russell R.* Duration of the Quaternary and its subdivisions. «Proceed. of the National Acad. of Sciences», 1964, vol. 52, No. 3.
- Russell R. and McIntire.* Southern Hemisphere beach rocks. «The geogr. rev.», 1965, vol. 55, No. 1.
- Silvester R.* Coastal processe. «Nature», 1962a, vol. 196, p. 819.
- Silvester R.* Sediment movements around the coastlines of the world. «Conf. on Civil Engin. Problems overseas», 1962b, paper 14.
- Steers J. A.* The coral Islands and associated features of Great Barrier reefs. «The geogr. journ.», 1937, vol. 89, No. 1, 2.
- Steers J. A.* The coral Cays of Jamaika. «Geogr. journ.», 1940a, vol. 95, No.1.
- Va1entin H.* Die Kusten der Erde. Berlin, 1952.
- Valentin H.* The central west coast Cape York Peninsula Northern Australia. «The Austr. Geogr.», 1961, vol. 8, No. 2.
- West R. C* Mangrove swamps of the Pacific coast of Colombia. «Ann. Ass. of Amer. Geogr.», 1959, vol. 46, No. 1, p. 98.

VI. Региональные исследования

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ И СТРОЕНИЯ БЕРЕГОВ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПОБЕРЕЖЬЯ ЧУКОТСКОГО МОРЯ)

Исследования, проведенные Институтом океанологии АН СССР в Чукотском и Беринговом морях, позволили выяснить некоторые особенности в развитии морских берегов полярной зоны, а также изучить процессы образования лагун Чукотского побережья [Каплин, 1957]. В настоящей статье на основании собранного экспедиционного материала освещаются наиболее интересные результаты исследований и делается попытка сопоставить полученные выводы с данными по динамике берегов других полярных морей.

Факторы развития берегов полярных морей и роль морских плавучих льдов в их динамике

Развитие берегов полярных морей происходит под действием различных рельефообразующих факторов и процессов. Некоторые из них, например, волнение, определяют развитие морских берегов независимо от географической широты места и геологических условий. Другие обусловлены климатом побережья полярных морей. К ним относятся плавучие морские льды, многолетнемерзлые горные породы и связанные с их существованием процессы солифлюкции и оползания, а также процессы нивации и морозного выветривания. Третья группа берегоформирующих факторов и процессов определяется чисто местными условиями: геологическим строением и особенностями рельефа побережья, а также первичными очертаниями края коренной суши.

Ведущим фактором в развитии берегов морей является волнение. Однако характер волнения полярных морей обычно очень сильно меняется в зависимости от ледовых условий. Таким образом, плавучие льды влияют на морской берег и непосредственно и косвенно. Существует немало высказываний о большой разрушительной деятельности морских льдов во время торошения припая. Так, Б. Г. Островский [1937] в качестве примера приводит следующий случай, происшедший на Белом море. Утром 5 января 1888 г. на с. Кашкаранцы, расположенное у самого моря на южном берегу Кольского полуострова, надвинулись льды. Низменный берег не представлял для них препятствия, и к 8 часам утра, когда торошение закончилось, все село было срезано точно бритвой. На берегу осталась полоса льда длиной около километра и шириной 60 м; отдельные торосы

достигали высоты 16 м. О выпахивании ледяными глыбами борозд на пляже и подводном береговом склоне пишет Н. Н. Зубов [1945]. Подобные единичные случаи катастрофических разрушений на берегах арктических морей все-таки не дают основания считать морской лед главной действующей силой.

Ледяные глыбы и ледяные поля в очень редких случаях попадают на берег. На большом протяжении аккумулятивные берега полярных морей достаточно отмелы и крупные льдины садятся на дно далеко в море, а на пляж попадают лишь небольшие льдины, которые создают в приурезовой полосе особый микрорельеф. При таянии небольших льдин, выброшенных на пляж, из-под них вымываются мелкие фракции пляжевого материала, в результате чего образуются неглубокие воронки, и береговая линия в приурезовой полосе становится очень неровной (рис. 1а). Однако подобные формы микрорельефа эфемерны: при небольшом волнении они, как правило, сглаживаются и исчезают. Иногда льды формируют временные гряды на подводном склоне [Rex, 1955].

Б. А. Вильнер [1955] считает, что, двигаясь в пределах мелководья, тяжелые льды должны срезать неровности дна и одновременно осуществлять перенос обломочного материала, из которого образуются бесформенные нагромождения грунта. Подобные сооружения, как правило, бывают недолговечными и при сильных волнениях разрушаются. Это позволяет с полным основанием возражать Д. Г. Панову (1938), который считает, что современная динамика береговой линии определяется воздействием на нее плавучих льдов, производящих как денудационную, так и аккумулятивную работу в береговой зоне.

Аккумулятивных форм, созданных льдами, на берегах Чукотского моря нет. Пересыпи, отчленяющие обширные акватории лагун, равно как и другие аккумулятивные формы, созданы процессами волновой аккумуляции и по своему строению и особенностям не отличаются от подобных же форм, широко встречающихся на берегах морей умеренной зоны. Если такое отличие и есть, то оно выражается в своеобразии процессов промерзания и оттаивания слагающих толщ наносов. Эти процессы, как показано А. Я. Стремяковым [1966], находятся в строгой зависимости от развития аккумулятивных форм при воздействии на них волнения.

Если же предположить, подобно В. П. Кальянову [1938], что пересыпи лагун Чукотского моря образуются в результате вспахивания и передвижения донных грунтов льдами и ледяными полями, то следовало ожидать иных морфологических особенностей в строении таких форм по сравнению с аккумулятивными образованиями морей умеренной зоны, где волнение является основным берегоформирующим фактором. Косвенное воздействие плавучих морских льдов на берега полярных морей достаточно велико: они защищают берега от размыва волнами, ослабляют волнение в открытом море и

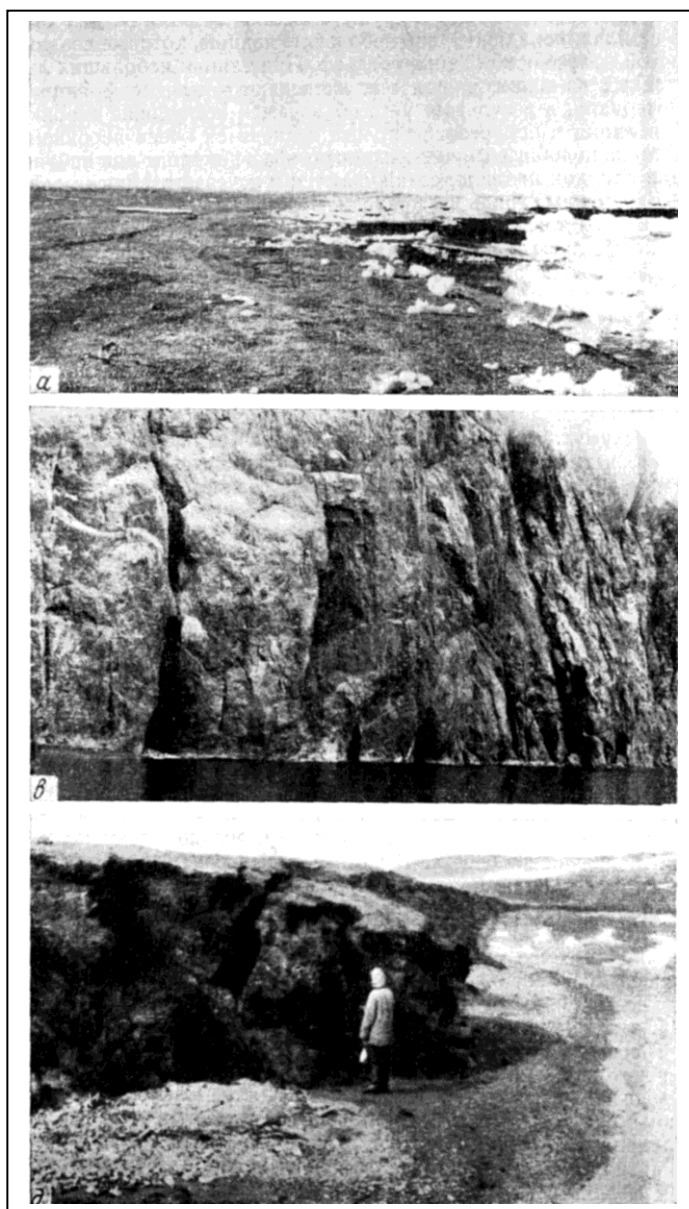


Рис. 1. Разные участки берега Чукотского моря (фото А.С. Ионина, А.Т. Владимирова).
 а — следы воздействия льда на приустьевую часть пляжа;
 б — общий вид клифа на участке развития палеозойской сланцево-известняковой толщи;
 д — характер клифа в пределах прибрежной равнины, сложенный рыхлой толщей с включениями грунтового льда

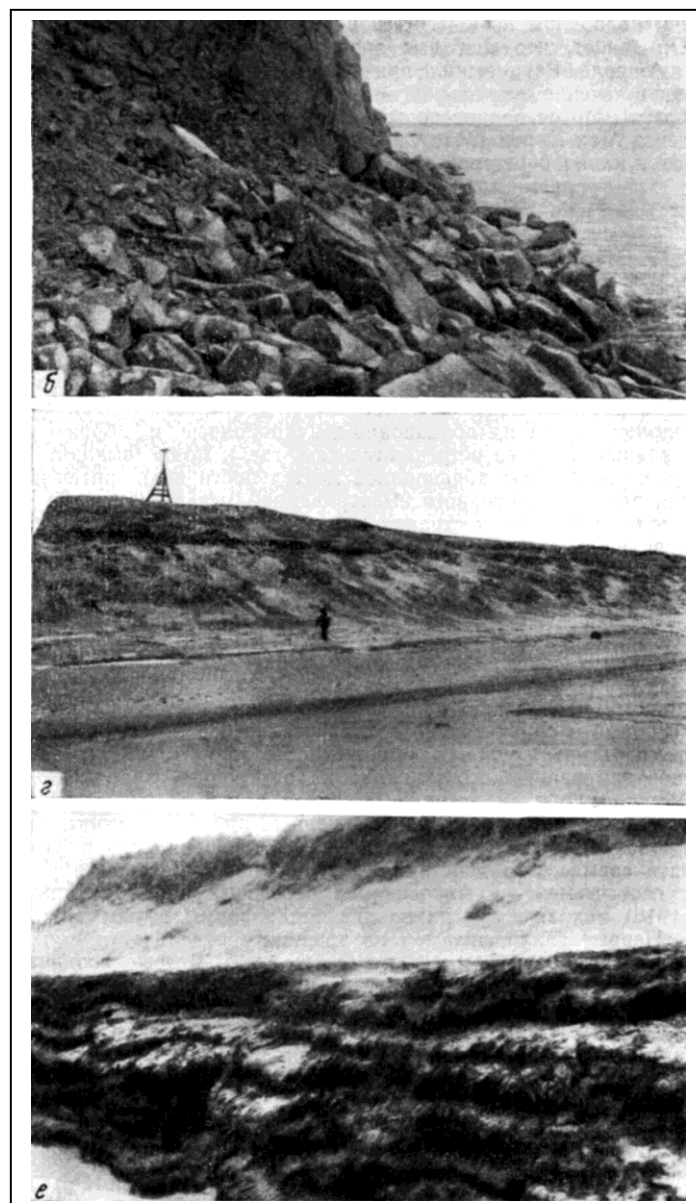


Рис. 1. (продолжение). Разные участки берега Чукотского моря
(фото А.С. Ионина, А.Т. Владимирова).

а — навалы у подножия клифа, сложенного изверженными породами;
б — характер берега, сложенного песчаными отложениями;
в — характер берега, сложенного песчаными отложениями;

ограничивают период воздействия волнения на берега. В зимнее время развитию волн препятствует береговая припай. В летние месяцы нередко берега ограждаются от моря барьером из застамушенных льдин. В частности, в Чукотском море большие стамухи садятся на дно на глубинах 10—15 м в 3—4 км от берега. Они принимают на себя удары волн, и за их фронтом остается полоса спокойной воды. Полярные берега очень редко бывают совершенно свободны ото льда. В отдельные годы на многих участках побережья лед остается у берега весь летний сезон

Береговые формы, созданные волнением, активно развиваются лишь в некоторые годы, когда ледовитость моря незначительна, и в течение немногих дней в годы средней ледовитости. Несмотря на это, в Чукотском море такие формы доминируют. Разумеется, в морях центрального Полярного бассейна (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское) защитная роль льдов в развитии берегов еще более возрастает, но даже там морские льды сами по себе не создают крупных форм рельефа [Вильнер, 1955, 1961; Арэ, 1966а, б; Григорьев, 1962; 1966; Усов, 1967].

Нужно сказать, что исследователи американского севера также не склонны преувеличивать значение морских льдов в разрушении и создании определенных форм рельефа на морских берегах. Дженнес [Jenness, 1952], изучавший арктическое побережье Канады, пишет лишь об отдельных случаях, когда плавучие льды срезали банки и выпаживали борозды на подводном склоне. Основной же его вывод аналогичен нашему. Он пишет, что лед как эрозионный агент играет сравнительно малую роль. Разрушения, причиняемые им, компенсируются защитой суши в течение длительной зимы, когда лед защищает морской берег и берега озер от волнового воздействия. Подобного мнения придерживается и Мак Карта [Mac Carthy, 1953], исследовавший причины быстрого отступления береговой линии у мыса Барроу.

Роль морозного выветривания и процессов склонового сноса в динамике морских берегов

В условиях арктического климата большое значение в динамике берегов приобретают такие рельефообразующие факторы, как морозное выветривание, солифлюкция и т. п. Эти факторы вместе с морем воздействуют на берег, преобразуют его, делают рельеф более сложным и многообразным. В связи с этим мы подразделяем абразионные берега полярных морей на абразионно-денудационные и абразионно-солифлюкционные. Первые встречаются там, где к морю выходят коренные породы и, помимо абразионной деятельности волн, интенсивно проявляются процессы морозного выветрива-

ния. Выветривание на береговых склонах в полярных странах бывает столь велико, что нередко становится ведущим фактором и определяет облик берега в большей степени, чем волнение.

Ряд скандинавских исследователей вслед за Ф. Нансеном [Nansen, 1922] считают, что морозным выветриванием обусловлено образование многих специфических форм берегового рельефа, в частности стренд-флета,— широкой террасы, окаймляющей побережья большинства полярных стран.

Интенсивному проявлению процессов морозного выветривания способствует суровый и сравнительно континентальный климат, резкие колебания температуры, сильная обнаженность территории, а также многократное замерзание и оттаивание на внутреннем крае ледяного припая. Обычно наиболее активно морозное выветривание протекает в трещиноватых крупнозернистых изверженных породах, которые в то же время довольно устойчивы к механическому разрушению волнами. В результате совместного действия выветривания и морской абразии возникают особые мезо- и микроформы береговых обрывов. Альман [Ahlman, 1916] подразделяет их на два типа: формы выламывания и шлифовки. Первые закладываются по трещинам отдельности и часто образуются при выпадении и выламывании глыб. Вторые возникают при выдалбливании и препарировании галькой, подхватываемой прибоем, гротов, желобов, отдельных выступов, мысов и останцов.

Подобные формы морозного выветривания на берегах Кольского полуострова подробно описаны В. П. Зенковичем [1937, 1941], а в приморской зоне Якутии Н. Ф. Григорьевым [1966]. Многие из них наблюдаются и на берегах Чукотского моря. Правда, на Кольском полуострове формы выветривания сочетаются с яркими следами тектонических нарушений, которые на Чукотском побережье почти не выражены в рельефе.

На тех участках побережья Чукотки, где к морю выходят изверженные породы (граниты, сиениты и т. п.), береговые склоны обычно выположены и прикрыты обломочным материалом. Мягкие очертания склонам придают также сглаженные углы глыбовых матрацевидных отдельностей, на которые распадаются при выветривании граносиениты, слагающие интрузивные массивы мысов Сердце-Камень, Инкигур, и др. Клифы на таких участках защищены навалами глыб, свалившихся в результате выветривания к подножиям береговых склонов (рис. 1 б), поэтому абразии и отступления береговой линии здесь практически не происходит. Это обусловило образование далеко выдвинутых мысов: Дежнева, Инкигур, Сердце-Камень и Дженретлен.

На берегах, где обнажаются осадочные горные породы, относительная роль выветривания невелика, преобладают формы рельефа, созданные морем. В Чукотском море на участках побережья, сложенных сланцево-известняковой палеозойской толщей, в резуль-

тате размыва берег отступает. При этом образуется вторичная изрезанность береговой линии, возникают различные абразионные формы рельефа: абразионные останцы и выступы (участки менее нарушенных трещиноватостью пород или жилы и дайки), волнаприбойные ниши, гроты и щелевидные бухты, распространенные в зонах контактов и трещин. Клифы, выработанные морем в сланцах, песчаниках или известняках, обычно обрывисты, часто нависают карнизами, имеют ровную поверхность и мало расчленены эрозионными бороздами (рис. 1 в). У их подножия встречаются неширокие пляжи, сложенные хорошо окатанной галькой. В то же время скоплений глыб здесь почти не бывает, так как при разрушении осадочные породы толщи раскалываются на мелкие обломки и к урезу поступают преимущественно щебень и дресва, которые окатываются морем и распределяются вдоль берега.

Преобладание абразионных форм в рельефе береговых склонов, где выходят сланцы, известняки и песчаники, не означает, что на таких участках процессы выветривания не протекают. В подобных толщах морозное выветривание также проявляется достаточно эффективно, но его относительная роль в развитии рельефа меньше, чем абразии.

Для формирования рельефа берегов, сложенных рыхлыми породами, наряду с волнением, большое значение имеют солифлюкция, оплывание, оползание, проявлению которых способствует наличие многолетнемерзлых горных пород. Среди геоморфологов [Ермолаев, 1932; Хмызников, 1937; Гусев, 1953] распространено мнение, что берега, сложенные многолетнемерзлыми породами, разрушаются обычно с катастрофической быстротой. Подтверждением этому может служить размыв и полное уничтожение отдельных арктических островов и значительное отступление некоторых полярных побережий. Известно, например, что берег Чукотского моря в районе мыса Барроу отступает со скоростью 2 м в год [Northernmost American Shore, 1956], еще более интенсивно идет разрушение берегов моря Лаптевых — в среднем 12—15 м в год, а в отдельные годы до 40 м и более [Вильнер, 1955, 1961].

Однако подобный катастрофический размыв свойствен не всем берегам, сложенным многолетнемерзлыми породами. Темп их абразии определяется прежде всего составом выходящих к морю мерзлых толщ. Быстро отступают береговые откосы со значительными включениями мощных жильных льдов, большей частью распространенных в пределах обширных аллювиальных равнин на побережьях моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря [Арэ, 1964а, б; Григорьев, 1966]. На Чукотском полуострове прибрежная равнина занимает сравнительно узкую полосу предгорий и сложена преимущественно грубообломочными водно-ледниковыми отложениями, для которых образование мощных жил не характерно [Попов, 1952]. Поэтому на советских берегах Чукотского моря почти не встречаются

ся береговые формы, возникновение которых, как показано Т. П. Кузнецовой и Т. Н. Каплиной [1960], связано с вытаиванием крупных ледяных жил (термотеррасы, вертикальные ледяные стенки, обрывы с «башнями» и т. п.). Не зафиксировано здесь и катастрофического отступления линии берега.

Малольдистые породы (например, песок) в мерзлом состоянии размываются обычно с такой же скоростью, как и в талом. Береговые откосы, сложенные песками, не разрушаются за счет солифлюкции и оплывания; наличие мерзлоты существенно не сказывается ни на темпы их разрушения, ни на их морфологии.

Это хорошо иллюстрируется примером одного из участков Ванкаремского района побережья Чукотского моря, где в береговом откосе обнажаются песчаные дюнные отложения. Здесь нет оплывин и оползней, характерных для берегов, сложенных тонкодисперсными породами. Дюны спускаются к пляжу ровным склоном (рис. 1 г), местами подмываемым морем. Берег на этом участке внешне очень похож на дюнные берега Балтийского моря, и, видимо, промерзание толщи песков не сказывается на его динамике.

Наиболее интенсивно криогенные процессы проявляются в береговых откосах, сложенных суглинками и супесями. Эти отложения, очень льдистые в мерзлом состоянии, в результате многократного промерзания и оттаивания теряют свою прочность. Потеря породой прочности и широкое распространение склоновых процессов делают глинистые и суглинистые берега в условиях полярных морей менее устойчивыми к размыву, чем песчаные. Развитию на береговых откосах процессов скольжения грунтов способствует повышенная увлажненность глинистых пород после оттаивания. При оплывании и оползании значительных масс пород на береговых склонах создаются натечные формы [Качурин, 1939]. Грунты, пропитанные влагой, под действием силы тяжести текут вниз по склонам, скользят по поверхности многолетнемерзлых пород. При постоянном подмыве берега склоновые процессы усиливаются, так как волны не только подмывают подножия склонов, но и удаляют сносимый с них рыхлый материал. Склоны и береговые откосы, подмыв которых прекращается, быстро приходят в равновесное состояние, и процессы разрушения на них затухают.

Морфология береговых обрывов, сложенных глинистыми породами, определяется соотношением склонового сноса и выноса материала от подножия склона. На открытых приглубых берегах Чукотского моря нередко скорость выноса материала волнами и течениями превышает интенсивность его поступления за счет склонового сноса. В этих случаях происходит активный подмыв береговых уступов, у их подножий образуются ниши, верхние части клифов обрушиваются, а склоны сохраняют значительную крутизну.

На участках побережья, где волнение в силу защищенности акватории или от мелости подводного берегового склона не достига-

ет большой силы, между склоновым сносом и подмывом, сопровождающимися выносом материала, устанавливается относительное равновесие. Откосы на таких берегах, встречающихся внутри акваторий лагун Чукотского моря, в Колючинской губе и др., менее круты и на них обнаруживаются многочисленные проявления процессов склонового сноса: оплывины, грязевые потоки, неглубокие оползни (рис. 1, д). Если размыв берегового откоса временно или окончательно прекращается и материал от его подножия выносится, то клиф отмирает, пляж перекрывается продуктами склонового сноса и постепенно выполаживается. Примером подобного типа берега может служить участок Чукотского побережья к северо-востоку от Колючинской губы, где склоновые процессы из-за высокой льдистости пород протекают весьма интенсивно, а подмыв откоса периодически прекращается, так как берег длительное время блокируется плавучим льдом и стамухами.

Соотношение между склоновым сносом и выносом материала от подножия склона на одном и том же участке может, разумеется, меняться в зависимости от условий погоды и от деловитости моря. Соответственно и морфологические черты берега от сезона к сезону изменяются. Тот же участок побережья к северо-востоку от Колючинской губы в периоды, когда море свободно ото льдов, буквально преобразается. Штормовые волны очищают пляж от рыхлого материала, береговой откос оживает и начинает интенсивно разрушаться, а склоновые процессы, напротив, как бы затухают, отступая на второй план по сравнению с активной абразией.

Интенсивность склоновых процессов на берегах зависит от льдистости пород, скорости протаивания мерзлых пород, температуры воды и воздуха. Это и обуславливает зональное распределение некоторых береговых форм рельефа на северных морях [Каплина, 1959; Арз, 1964а, б]. На побережье Чукотского моря, расположенного в средних по суровости мерзлотных условиях, абразионно-солифлюкционные берега не отличаются таким разнообразием форм, как, например, берега моря Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Строение и история развития побережья Чукотского моря

Интересными особенностями отличается строение подводного берегового склона Чукотского моря, что связано с процессами формирования его в условиях поздней-последледниковой трансгрессии Мирового океана. Подъем уровня моря на Чукотском побережье, как показали исследования Института океанологии, продолжается и на современном этапе [Буданов и др., 1957, Ионин, 1955, Каплин, 1957].

На абразионных берегах, особенно против мысов, сложенных гранитами, подводный склон исключительно неровен (рис. 2 а). Дно здесь сразу же от уреза круто уходит на значительные глубины. Против мысов на глубинах 12—15 м ясно намечается резкий перегиб

склона, после чего он выполаживается. Верхняя часть склона по морфологии мало отличается от клифа, естественным продолжением которого она является. Нижняя почти горизонтальная часть, очевидно, выработана морем при более низком уровне стояния. На склонах, сложенных сланцами и песчаниками, можно наблюдать несколько ступеней (рис. 2 б). Кроме 12—15-метровой абразионной ступени, на дне наблюдается абразионная площадка на глубине 4—8 м. Она выражена несколько хуже, чем нижний уровень, но, очевидно, также отмечает стадию замедления или остановки трансгрессии моря на определенном этапе развития. Наконец, подводный береговой склон абразионных участков, сложенных рыхлыми породами, имеет хорошо выраженную волноприбойную площадку, вырабатываемую волнами при современном уровне моря.

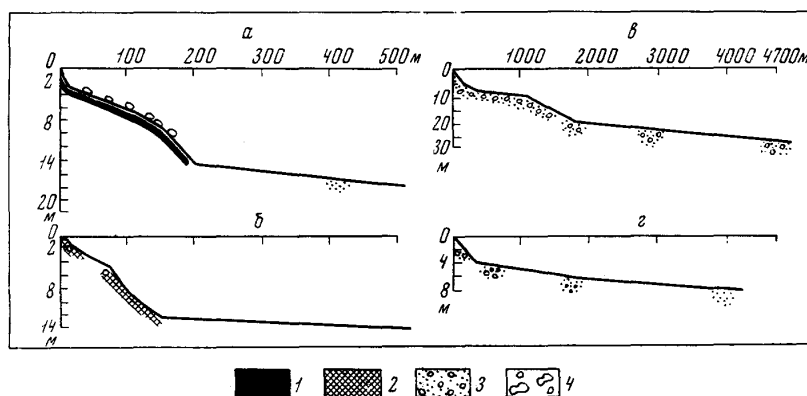


Рис. 2. Схема профилей подводного склона берегов различного типа
1 — изверженные породы; 2 — осадочная палеозойская толща;
3 — современные отложения; 4 — валуны и глыбы

На аккумулятивных участках берега подводный склон имеет иное строение (рис. 2 в, г). Как известно, профиль равновесия аккумулятивного подводного склона имеет вид плавной вогнутой кривой [Зенкович, 1946]. Большинство профилей аккумулятивного склона в целом приближаются к такой форме, хотя многие из них имеют ступени и отдельные резкие перегибы, которые наиболее четко прослеживаются на глубинах 12—15 и 5—8 м, т. е. на тех же уровнях, где отмечаются ступени на дне против участков абразионного берега.

Ранее автором [Каплин, 1957, 1959] отмечалось, что ступени размыва на подводных склонах аккумулятивных форм соответствуют определенной (для всего побережья) стадии перестройки подводного склона, обусловленной, видимо, изменением уровня моря. В связи с быстрым погружением берега волны размывают вновь по-

грузившуюся часть плоской равнины и вырабатывают новый профиль подводного склона. До глубины 8 м профиль подводного берегового склона аккумулятивных участков имеет вид плавной выпуклой кривой, затем следует перегиб и снова плавная вогнутая кривая. Если последнюю мысленно продолжить вверх, то получится профиль, выработанный до трансгрессии; верхняя часть профиля выработана современным волнением.

Таким образом, анализ особенностей строения подводного берегового склона позволяет в какой-то мере судить о характере относительного опускания побережья в послеледниковое время, которое было, очевидно, неравномерным.

Голоценовое опускание берегов Чукотского моря в истории четвертичного времени не является максимальным по величине. Существовавшие в раннечетвертичное и среднечетвертичное время трансгрессии захватывали более обширную часть побережья, их уровень отмечается террасами на берегах горных массивов Дежнева, Уникын, Сердце-Камень. Море затопляло тогда значительные площади прибрежной низменности, подходило к подножию гор, а некоторые горные массивы, например Дежнева, превратило в острова [Петров, 1960; Баранова и Бискэ, 1964].

В период среднечетвертичной трансгрессии, вероятно, и произошло отложение синих глин, горизонты которых отмечаются в основании некоторых обнажений (рис. 3, в, г, д, е). Эти глины содержат фауну морских моллюсков и имеют, видимо, морское происхождение. На отдельных участках они переслаиваются с коричневыми структурными глинами, содержащими гальку. Большинство исследователей [Петров, 1960, Мерклин и др., 1962; Баранова и Бискэ, 1964; Марков и др., 1965] считают, что трансгрессия частично совпала с максимальным оледенением Чукотского полуострова.

Поверх глин залегают пески, галечники с прослоями и линзами глин и суглинков, которые, видимо, относятся к периоду межледниковья перед последним горно-долинным висконсийским оледенением. Эти отложения плохо выдержаны по простирацию, располагаются на разных уровнях и имеют неправильную слоистость. Нередко встречаются горизонты, где пески перемешаны с гравием, галькой и даже валунами (рис. 3, а, б, в, г, е, к, л). Самая верхняя часть толщины — голоценовая по возрасту — представлена на многих участках супесью и суглинками, содержащими растительные остатки, и прослоями торфов (рис. 3, а, з, ж). Признаки горно-долинного оледенения в центральных частях полуострова и на его южном и юго-западном побережьях настолько явны, что в настоящее время не находится исследователей, отрицающих существование четвертичных ледников на Чукотке.

В пределах прибрежной равнины Чукотского моря собственно ледниковые отложения развиты мало. Моренные толщи встречаются лишь у подножий отдельных горных массивов и в пересекающих их

троговых долинах (Дежневский горный массив, горы Инчоун, массив Сердце-Камень). Видимо, оледенение захватывало только горную часть побережья, и в пределы прибрежной низменности ледники не заходили (во всяком случае, это с уверенностью можно сказать о последней эпохе оледенения).

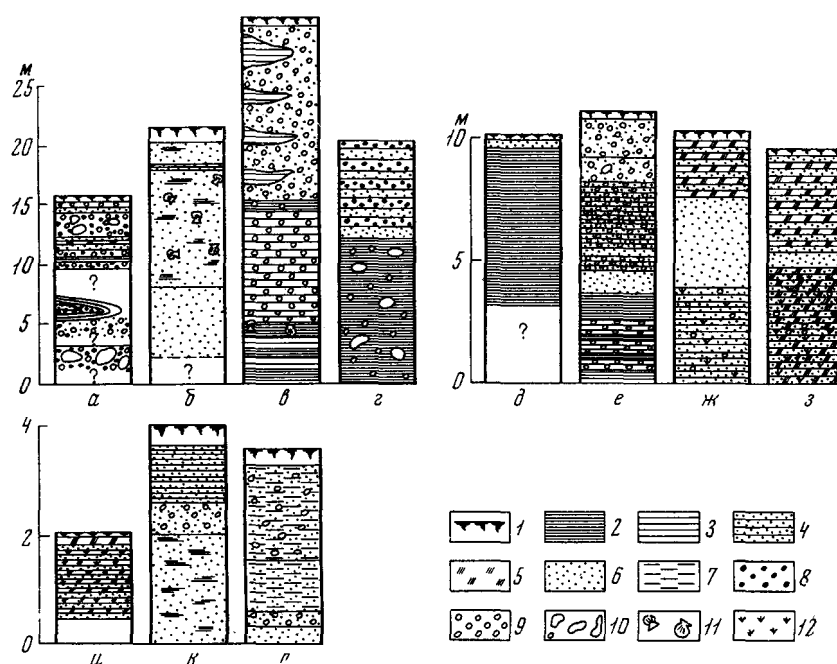


Рис. 3. Строение толщ четвертичных отложений Чукотского побережья
1 — почвенный горизонт; 2 — синие плотные глины; 3 — коричневые глины;
4 — суглинки; 5 — торф; 6 — песок; 7 — супесь; 8 — гравий; 9 — галька;
10 — валуны; 11 — фауна; 12 — растительные остатки

Прибрежная низменность сложена, как уже мы отмечали, галечным и песчаным материалом, вынесенным талыми ледниковыми водами со склонов гор и из троговых долин. Эти отложения слагают не только прибрежную низменность, но и верхнюю часть современного шельфа, который во время последнего оледенения был выше уровня моря. Одновременно с таянием ледников и отложением в пределах прибрежной низменности флювиогляциальных толщ началась и послеледниковая трансгрессия моря.

Дальнейшее развитие побережья протекало на фоне поднятия уровня моря, которое затопило часть низменности. Современный

подводный береговой склон, таким образом, представляет собой опущенную под воду равнину, сложенную песчаным и галечным материалом водно-ледникового происхождения. Последнее подтверждается современным распределением наносов на подводном береговом склоне Чукотского моря. Здесь решительно преобладает песчаный материал и даже в основном — мелкопесчаный. Среднее по всем пробам содержание фракции 0,25—0,1 мм составляет суммарно около 73 %. Это связано с широким развитием на побережье крупнейших аккумулятивных форм, протяженностью на многие десятки километров (общая протяженность аккумулятивного берега около 250 км, а абразионного не более 150 км). Против участков коренного берега, сложенного породами палеозоя, также имеются широкие поля песка. На фоне общего преобладания песчаных наносов отмечается локальное залегание грубого галечного, валунного и щебнистого материала, распространение которого часто приурочено к основанию подводного берегового склона.

Минералогический анализ наносов Чукотского моря позволил сделать лишь общее заключение об их составе в связи с особенностями строения и динамики побережья. Можно отметить определенное сходство минералогического состава большинства образцов, особенно с аккумулятивных участков. Тяжелая фракция почти везде в основном состоит из магнетита, пироксенов, роговой обманки, циркона, граната, обычны в ней отдельные зерна апатита, турмалина и силлиманита. Из этого, в частности, следует, что основная часть материала поступила в прибрежную зону со дна, а не в результате абразии прибрежных мысов [Каплин, 1957]. В последнем случае пестрый состав пород на различных мысах должен был бы обусловить более или менее локальное распространение отдельных групп минералов. В действительности же со дна поступал материал от размыва слагающих его четвертичных ледниковых, флювиогляциальных и аллювиальных образований, покрывавших ранее обширную площадь предгорной равнины. Естественно, что при формировании этих образований происходило смешение различного обломочного материала, который сносился с прилегающих горных массивов Чукотского полуострова. Таким образом, единый минералогический комплекс прибрежных наносов — результат особенности развития всего побережья.

Однообразие минералогического состава наносов нарушается лишь в отдельных местах, где наблюдается изменение количества содержания отдельных минералов (чаще всего магнетита, циркона и роговой обманки). Обычно эти изменения привязаны к различным положительным формам подводного рельефа. К их вершинам часто приурочено повышенное содержание тяжелых минералов — магнетита и циркона. Такими формами на Чукотском море являются гребни подводных береговых валов, реликты древних аккумулятивных форм (например, у дистального конца косы Беляка), а также харак-

терные перегибы подводного склона, образование которых связано, как было показано выше, с послеледниковой трансгрессией моря. Все они представляют собой своеобразные коллекторы тяжелых минералов. Явление это совершенно закономерно и объясняется повышенной активностью волновых движений воды над этими формами [Щербаков, 1958].

Послеледниковая трансгрессия Чукотского моря не была равномерной. По всей вероятности, первое замедление трансгрессии происходило, когда уровень моря располагался на 12—16 м ниже современного, и второе,— когда он был ниже на 5—8 м. В эти периоды вырабатывались абразионные террасы против участков берега, сложенных коренными породами. Ускорение трансгрессии вызвало активизацию процессов размыва дна против аккумулятивных участков, интенсивное разрушение береговых склонов горных массивов, размыв берегов, сложенных рыхлыми отложениями; усилился и процесс аккумуляции, начали создаваться мощные аккумулятивные формы, отчленившие лагуны. В настоящее время основным процессом является размыв верхней части подводного берегового склона, обусловленный погружением суши, перестройкой профиля подводного склона и отступанием вследствие этого аккумулятивных форм в сторону берега.

Районирование берегов Чукотского моря

Разнообразие встречающихся типов берегов и особенности динамики отдельных участков береговой зоны позволяют провести достаточно четкое районирование берегов Чукотского моря. Нами выделены шесть природных районов (рис. 4).

I. Дежневский береговой район (между мысами Дежнева и Уникын), включающий лагуны Узлен и Инчоун II. Район мыса Сердце-Камень (между мысами Уникын и Кейлу) с хорошо выраженными абразионными формами; здесь наиболее заметно влияние геологического строения на динамику и морфологию берега.

III. Дженретленский береговой район (между мысом Кейлу и оконечностью косы Беляка). Береговая линия этого района ориентирована широтно.

IV. Колочинская губа, обособленность побережья которой позволяет выделить ее в отдельный береговой район.

V. Ванкаремский береговой район (между островами Серых Гусей и мысом Ванкарем), включающий разнообразные аккумулятивные формы и примыкающие к ним абразионные участки различного строения.

VI. Шмидтовский береговой район (между мысами Ванкарем и Якан), для которого характерно наличие мощных пересыпей, включающих коренные останцы; лагуны этого района не имеют равных себе по размерам в Чукотском море, а береговая линия его полностью выровнена.

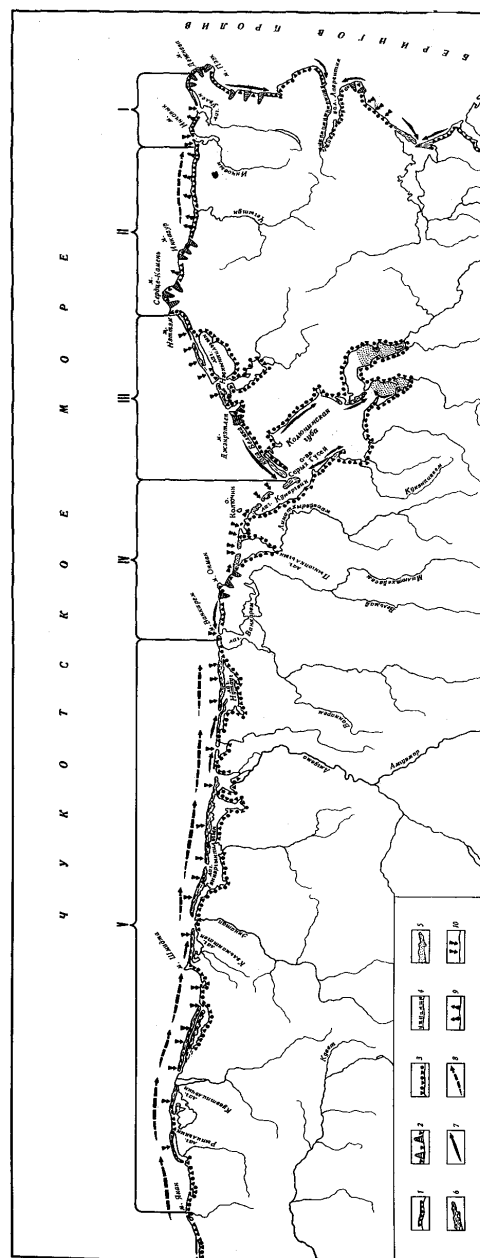


Рис. 4. Картохема динамики и морфологии берегов Чукотского моря.

1 — активные клифы; 2 — абразионно-денудационные берега; 3 — абразионно-солифлюкционные берега; 4 — берега, формируемые неволновыми факторами; 5 — аккумулятивные формы; 6 — береговые валы; 7 — потоки наносов; 8 — участки с тенденцией к одностороннему перемещению материала вдоль берега; 9 — участки, на которые материал поступает с суши; 10 — участки, где наносы поступают со дна. Римскими цифрами обозначены береговые районы

ЛИТЕРАТУРА

- Арэ Ф. Э.* Роль повторно-жильных льдов в разрушении береговых обрывов на арктическом побережье.— В сб.: Тепловые процессы в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1964а.
- Арэ Ф. Э.* О влиянии теплофизических свойств мерзлых пород на решение берегов арктических морей.— Там же, 1964 б.
- Баранова Ю. П., Биске С. Ф.* Северо-восток СССР. М., «Наука», 1964.
- Буданов В. И., Владимиров А. Т., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Современные вертикальные движения берегов дальневосточных морей.— Докл. АН СССР, 1967, т. 116, № 6.
- Вильнер Б. А.* Особенности динамики берегов северных морей.— Сб. работ Ин-та океанологии АН СССР, т. 4, 1955.
- Вильнер Б. А.* Термоабразия берегов водоемов—В сб.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М., «Наука», 1961.
- Григорьев Н. Ф.* Роль криогенных факторов в формировании морских берегов Якутии.— В сб.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М., «Наука», 1962.
- Григорьев Н. Ф.* Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. Л., «Наука», 1966.
- Гусев А. И.* Рельеф террас и этапы его развития в дельте реки Лены.— Труды НИИ геологии Арктики, т. 72, вып. 4, 1953.
- Ермолаев М. М.* Геологический и геоморфологический очерк острова Б. Ляховского.— Труды Совета по произв. силам АН СССР, серия якутская, вып. 7, 1932.
- Зенкович В. П.* Наблюдения над морской абразией и физическим выветриванием на Мурманском берегу.— Уч. зап. МГУ, вып. 16, геогр., 1937.
- Зенкович В. П.* Зимние наблюдения на Мурманском побережье.— Уч. Зап. МГУ, вып. 48, геогр., 1941.
- Зенкович В. П.* Динамика и морфология морских берегов. Ч. I. Волновые процессы. М., «Морской транспорт», 1946.
- Зубов Н. Н.* Льды Арктики. М., Изд-во Главсевморпути, 1945.
- Ионин А. С.* Новые данные о вертикальных движениях морских берегов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955.
- Калянов В. П.* Методика исследования морфологии побережья.— Уч. зап. МГУ, вып. 19, 1988.
- Каплин П. А.* О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР.— Труды Океаногр. ком. АН СССР, т. 2, 1957.
- Каплин П. А.* Эволюция береговой линии фиордовых районов.—Труды Океаногр. ком. АН СССР, т. 4, 1950.
- Каплина Т. Н.* Некоторые особенности размыва берегов, сложенных многолетнемерзлыми горными породами. — Труды Океаногр. ком. АН СССР, т. 4, 1959.
- Качурин С. П.* Абразия и вечная мерзлота на Анадыре.— Изв. Гос. геогр. общества, 1939, т. 7.
- Кузнецова Т. П., Каплина Т. Н.* Особенности морфологии береговых склонов, сложенных многолетнемерзлыми горными породами с жильными льдами.— Труды Сев.-вост. отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 2, 1960.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.* Четвертичный период, т. I. Изд-во МГУ, 1965.
- Мерклин Р. Л., Петров О. М., Амитров О. В.* Атлас-определитель моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., 1962.
- Островский Б. Г.* Белое море. Архангельск, 1987.
- Панов Д. Г.* Геоморфологический очерк берегов полярных морей

СССР.— Уч. зал. МГУ, вып. 19, 1938.

Петров О. М. К истории развития рельефа приморских равнин Чукотского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Попов А. И. Морозобойные трещины и проблема ископаемых льдов.— Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 9, 1952.

Стремяков А. Я. Геокриологические особенности аккумулятивных береговых форм северных морей.—Материалы VIII Всесоюз. междуведомственного совещ. по геокриологии, вып. 6. Якутск, 1966.

Хмызников П. К. О размыве берегов в море Лаптевых.— В сб.: Северный морской путь, вып. 7. М., Изд-во Главсевморпути, 1937.

Усов В. А. Криогенное строение и особенности формирования многолетнемерзлых отложений лагунного берега.— В сб.: Мерзлотные исследования, вып. VII. Изд-во МГУ, 1967.

Щербаков Ф. А. Некоторые условия концентрации тяжелых минералов в прибрежных морских наносах.— Докл. АН СССР, т. 118, вып. 2, 1958.

Щербаков Ф. А. Литологические исследования наносов юго-западного побережья Анадырского залива. — Труды Океаногр. ком. АН СССР, т. 4, 1959.

Ahlman H. W. Mechanische Verwitterung und Abrasion an der Grundgebirgsküste des nordwestliche Schonen.—Bull. Geol. Inst. Upsala, v. XIII, 2, 1916.

lenness J. Z. Erosive forces in the physiography of western Arctic Canada.— Geogr. Rev., v. XLII, 2, 1952.

Mac Carthy G. R. Recent changes in the shoreline near Point Barrow, Alaska. Arctic, v. 6, 1ST 1, 1953.

Nansen Z. The strandflat and isostasy. — Skr. videnskapsakad i Kristiania, 2 B, 1922.

Northernmost American shore washing away.—Science, New Letter, v. 69, N 7, 1952.

Rex R. W. Microrelief produced by sea ice grounding in the Chukchi Sea near Barrow, Alaska,—Arctic, v. 8, N 3, 1955.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА ПОБЕРЕЖИЙ НА ДЕФОРМАЦИЮ ВОЛН ЦУНАМИ

Ионин А.С., Каплин П.А.

«Цунами» — японский термин, означающий внезапные гигантские волны, которые возникают при землетрясениях, происходящих на дне океана. Высота волн цунами у берега нередко достигает 30 м, примерно каждые пять лет они обрушиваются на побережья разных районов Тихого океана (рис. 1), принося значительные бедствия и разрушения. Разрушительная сила цунами на побережье зависит не только от интенсивности породивших их землетрясений, параметров ненарушенных первоначальных волн, расстояния от эпицентра землетрясения, но и в большой степени от особенностей

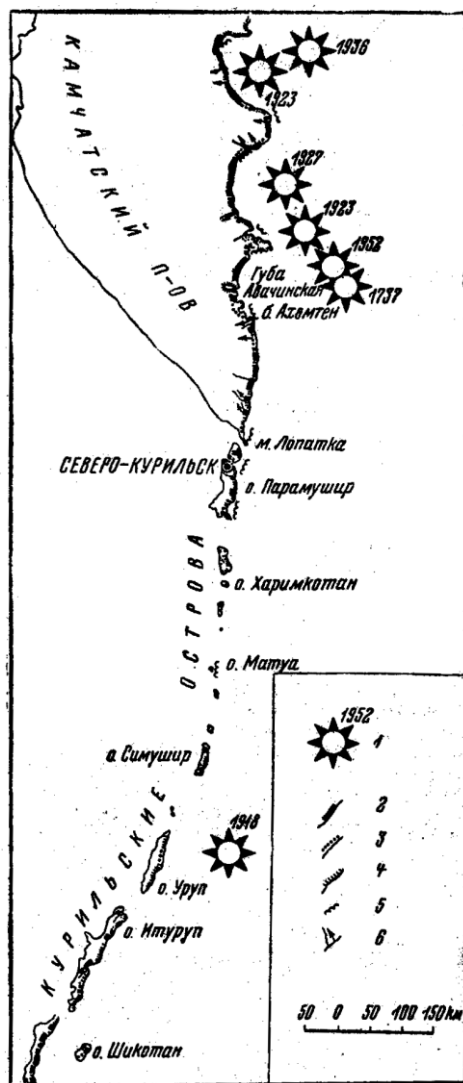


Рис. 1. Картосхема Курило-Камчатского побережья, подверженного воздействию волн цунами:
 1 — эпицентры землетрясений, вызвавших волны цунами (цифры около звездочек — годы, в которые происходили цунами); 2 — районы наибольшего проникновения волн цунами на побережье; 3 — районы незначительного проникновения волн цунами в глубь побережья; 4 — незатопляемые районы; 5 — участки увеличения высоты волн цунами в зависимости от рельефа дна и очертаний береговой линии; 6 — проникновение волн цунами по долинам рек

рельефа зоны, подверженной влиянию цунами. Тот или иной рельеф побережья нередко оказывает решающее влияние на характер перестройки разрушительных волн цунами у берега.

Данные по цунами в Японии [Lid, 1956], на Гавайских островах [Shepard et al., 1950] и на Курило-Камчатском побережье [Григораш, 1957, 1957; Саваренский и др., 1958] показывают, что благодаря неоднородности рельефа береговой зоны высота волн цунами обычно колеблется в широких пределах на побережье протяженностью в несколько десятков километров. Во время Камчатского цунами в 1952 г. в одном из районов острова Парамушир максимальная высота волны достигала 8 м, в то время как в районе, расположенном в 12 км южнее, т. е. в более удаленном от эпицентра землетрясения, высота той же волны достигала 20 м. Такое различие в высотах волн цунами может быть объяснено только лишь особенностями строения береговой зоны, в частности

рельефом подводного склона и конфигурацией береговой линии побережья. Ширина зоны проникновения цунами в пределы суши также находится в прямой зависимости от рельефа береговой зоны. Увеличение высоты волн цунами в связи с особенностями рельефа побережий нередко бывает настолько значительным, что сводит на нет различия в расстоянии тех или иных пунктов побережья от центров зарождения цунами. Наибольшее влияние на размеры волн цунами и степень их проникновения на сушу оказывают следующие элементы геоморфологического строения побережий:

- 1) рельеф подводной части береговой зоны подводный склон от уреза до глубины 30—40 м;
- 2) конфигурация береговой линии;
- 3) некоторые особенности рельефа надводной части побережья и прежде всего его высотные уровни и характер склонов.

Рассмотрим влияние каждого из отмеченных факторов в отдельности.

1. Рост волн цунами начинается в пределах края шельфа, но основная их перестройка и разрушение происходит вблизи берега, где эти волны начинают испытывать резкое торможение о дно. В результате последнего резко увеличивается крутизна переднего фронта волны, ее высота, и волна по мере разрушения начинает опрокидываться, превращаясь в пенящуюся белую стену, высота которой может достигать 20—30 м. Следует отметить, что увеличение крутизны переднего склона волны и ее высоты происходит уже на глубинах порядка 30—40 м. На основании этого можно сделать вывод, что высота волны и ее разрушительная сила будут зависеть от того, насколько удалены от уреза глубины, на которых она начинает возрастать, и как резко меняются уклоны дна. На приглубом берегу, где подводный склон сразу же от уреза круто уходит на глубину более 40 м, волна цунами почти не деформируется и не может превратиться в высокий вал. В этом случае эффект воздействия цунами на берега сведется к кратковременному подтоплению. Таковы берега вулканических островов Курильской гряды (Атласова, Маканруши, Харимокотана, Броутона, Кетой, Матуа и др.), подводный склон которых отличается большой приглубостью.

Иное дело, когда глубины в 30—40 м находятся на расстоянии нескольких километров от береговой линии и перед берегом располагается широкая полоса мелководья. На таких берегах волны цунами могут достигать исключительной высоты и обрушиваются на расположенные на берегах сооружения с огромной силой. Однако высота увеличенной волны зависит не только от параметров ненарушенной волны, но и от ширины зоны мелководного дна, в пределах которого происходит ее перестройка. В условиях достаточно широкой и мелководной подводной террасы резкое увеличение высоты волны сменяется ее быстрым разрушением и потерей кинетической энергии вследствие трения о дно. В этом случае к берегу

приходит ослабленный прибойный заплеск. К сожалению, до сих пор не установлено, каковой должна быть при определенных параметрах волны максимальная ширина зоны мелководья, чтобы последняя служила надежным гасителем волн цунами. Во всяком случае, в пределах Курило-Камчатской дуги мелководные зоны перед берегом, видимо, редко достигают подобной ширины. В большинстве случаев волна сильно возрастает и до подхода к берегу не успевает разрушиться. На Курильских островах и восточной Камчатке берега, окаймленные полосой мелководья, встречаются довольно часто, что связано главным образом с определенными процессами развития Курило-Камчатской береговой зоны. Здесь вследствие длительного размыва волнами берегового уступа перед фронтом отступивших берегов образовались широкие мелководные абразионные террасы. Возрастание волн цунами на таких участках побережья может достигать весьма больших размеров. Таким образом, следует отметить, что некоторые формы рельефа дна прибрежной зоны (подводные гряды, валы, ступени абразионных террас и т. п.) вызывают резкое увеличение высоты деформирующейся волны цунами. Однако эти же формы рельефа, занимая иногда широкую зону подводного берегового склона, могут вызывать резкое увеличение высоты волны лишь в нижней части склона. В дальнейшем, при пробегании над мелководным дном с пересеченным рельефом, волны разрушаются, теряют значительную часть своей энергии и достигают берега в значительной степени ослабленными.

Благоприятным фактором для роста волны цунами являются также существующие на продолжении бухт желоба, способствующие подходу к берегу значительных масс воды.

2. Возрастание или, напротив, уменьшение высоты волны цунами происходит не только вследствие ее перестройки в зависимости от донного рельефа. На колебание высоты волны вдоль побережья оказывает влияние и конфигурация береговой линии.

Береговая линия рассматриваемой территории почти прямолинейная, сравнительно мало изрезана и тянется вдоль Курило-Камчатской впадины, по оси которой располагаются эпицентры подводных землетрясений [Саваренский и др., 1958]. Таким образом, западное побережье Курило-Камчатской зоны открыто для волн цунами, периодически возникающих в разных местах глубоководной впадины. На изменения в характере волны оказывают влияние второстепенные изгибы береговой линии, особенно выдающиеся в море мысы и сравнительно небольшие бухты. Около мысов, если они, конечно, не приглубы, волны, как правило, бывают выше, чем на выровненных берегах. Это связано с тем, что у отмелых мысов при цунами может происходить сложение волны, подходящей с основного направления от эпицентра, и волны, огибающей выступ берега. Если такие волны одновременно достигают берега в одной фазе, то их сложение дает значительное возрастание высоты волны- цунами.

Еще в большей степени изменения в высоте волны, подходящей к берегу, зависят от очертаний бухт. При входе в узкие воронкообразные бухты волны к вершине их акваторий возрастают нередко в 2—4 раза вследствие резкого сокращения своего фронта. К такого рода бухтам нужно отнести прежде всего фиорды. Они расчленяют побережье восточной Камчатки на Шипунском полуострове (бухты Моржовая и Бечевинская) и к югу от Авачинской губы (бухты Вилучинская, Жировая, Ахомтен, Лиственичная). Благодаря узости фиордов, их прямолинейным очертаниям и наличию у их входа мелководных порогов приходящие со стороны океана волны цунами резко увеличивают свою высоту. Во время Камчатского цунами 1952 г. высота волн в вершине бухт нередко достигала 8—12 м. Подобный же эффект наблюдается и в некоторых других бухтах, имеющих воронкообразные очертания в плане. Это относится ко многим бухтам и заливам восточного побережья острова Шикотан, а также к узким проливам между островами. Если высота волн перед входом в некоторые из них не превышала во время Камчатского цунами 1952 г. 5 м, то в самом проливе она увеличилась до 10 м.

Изменения высот волн входящих в акватории бухт и проливов, которые имеют воронкообразные или близкие к ним очертания, могут быть до некоторой степени учтены посредством формулы Грина, позволяющей по высоте входящей в бухту волны вычислить высоту волны в вершине.

В противоположность описанным бухтам в акваториях, имеющих узкий вход, но резко расширяющихся к вершине, происходит уменьшение высоты волны. Волны цунами, проникнув через узкий вход в бухту, испытывают растяжение своего фронта, в результате чего происходит уменьшение их высоты. Из таких бухт отметим прежде всего Авачинскую губу и некоторые бухты вулканического происхождения (Броутона на острове Симушир, Львиная пасть на острове Итуруп и др.). Во время цунами 1952 г. высота волны внутри Авачинской губы не превышала 1 м.

К третьему типу встречающихся на побережье бухт относятся все широко открытые к океану акватории, приуроченные к пологовогнутым береговым дугам. Таковы Кроноцкий и Камчатский заливы, бухты Пираткова, Асача, Хадутка на Камчатке, Касатка, Медвежья, Спокойная, Опасная и др. в пределах Курильской островной дуги. В подобных бухтах также происходит возрастание волны цунами, правда не столь резкое, как в сужающихся к вершине акваториях. Иногда увеличение высоты волн может быть связано с явлением нагона воды, если цунами предшествовали длительные штормы. В то же время необходимо отметить, что некоторые участки широких бухт и заливов при косом подходе волн цунами к берегу защищаются мысами.

3. В природных условиях наблюдается известная закономерная связь между величиной деформации волн цунами и рельефом

побережья. Это обстоятельство позволяет на основании изучения картографических материалов и данных сейсмического районирования выделить и определить предполагаемые зоны затопления. Подобная схема районирования в настоящее время составлена для побережья Курило-Камчатской зоны, которая находится в непосредственной близости от весьма активной в сейсмическом отношении Курило-Камчатской глубоководной впадины.

Большое значение для оценки опасности цунами для тех или иных районов побережья приобретает, таким образом, анализ надводного рельефа. Характер рельефа и типы берегов определяют ширину зоны воздействия волн цунами, силу и глубину проникновения прибойного заплеска и, в конечном счете, степень опасности цунами для тех или иных участков побережья.

На Курило-Камчатском побережье могут быть выделены три различные зоны, в пределах которых воздействие волн цунами неодинаково. К первой зоне, наиболее угрожаемой, относятся районы обширных низменностей, крупные косы и пересыпи. Такие низменности располагаются в вершинах описанных выше широко открытых к океану бухт и заливов и часто приурочены к долинам рек. Они сложены обычно рыхлыми наносами, вынесенными реками или отложенными морскими волнами. Относительно ровный и пологий подводный склон этих равнин обуславливает значительное возрастание волн цунами при подходе к берегу, что приводит к затоплению огромных площадей низменностей. Нередко волна цунами устремляется вверх по долине реки в виде вала, вызывая явление, напоминающее приливной «бор».

Во время цунами сильно страдают косы, пересыпи и другие аккумулятивные образования, созданные морскими волнами. Они имеют выровненную поверхность, весьма удобную для возведения различных построек. Однако незначительная высота этих поверхностей над уровнем моря приводит к тому, что они, как правило, полностью заливаются волнами цунами, и постройки обычно разрушаются под ударами гигантского прибоя. В таких районах почти невозможно найти безопасные площадки для строительства, а также убежища для населения.

Ко второй зоне относятся побережья, где во время цунами затопляются сравнительно небольшие площади. Такие участки встречаются на берегах, где склоны спускаются к морю рядом ступеней, выработанных волнами при длительном поднятии суши. Таких ступеней — террас — на островах Курильской гряды насчитывается несколько. Наиболее низкие из них располагаются на уровнях 20—30, 10—15 и 4—8 м. Естественно, что низкие террасы заливаются волнами цунами, и зона затопления располагается вдоль берега узкой полосой, равной ширине низкой террасы. Низкие террасы, как правило, имеют выровненные поверхности и поэтому являются удобными местами для возведения построек.

Нередко для строительства поселков на Курильских островах выбираются площадки на широких пляжах, окаймляющих высокие береговые уступы. Обычно перед такими берегами выработаны зоны мелководья, и поэтому волна здесь достигает больших размеров и обрушивается на строения с огромной силой. Однако даже очень большая волна не проникает дальше берегового уступа и разбивается о него. За пределами пляжа на этих участках берега всегда можно найти убежища для населения.

Небольшие площади подвергаются воздействию волн цунами и в бухтах, охарактеризованных нами как фиордовые. Фиорды имеют высокие и крутые берега, которые в малой степени затопляются волнами цунами. Низменными в фиордовых бухтах являются лишь их вершины и отдельные небольшие косы, встречающиеся на их берегах. Эти участки в сильной степени страдают от волн цунами, которые, как уже указывалось выше, возрастают при заходе в такие бухты.

Таким образом, ко второй зоне относятся берега, в пределах которых можно выделить участки, опасные и безопасные с точки зрения воздействия волн цунами. Это позволяет при проектировании поселков разделять жилые и производственные комплексы строений. Если производственные строения иногда можно помещать в зоне воздействия цунами, поблизости от моря, то жилые дома безусловно следует относить дальше от береговой линии на высоту, гарантирующую их безопасность.

В третью зону включаются побережья, где воздействие волн цунами не проявляется или проявляется в весьма малой степени. Сюда относятся, прежде всего, берега вулканического происхождения и сбросовые берега, имеющие обычно крутые, лишенные террас склоны, а также абразионные и абразионно-денудационные берега с высокими клифами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григораш З. К. Обзор работ, посвященных проблеме волн цунами. Тр. Морск. гидрофиз. ин-та, 1957, т. X.
2. Григораш З. К. Определение времени распространения волны цунами до берегов Камчатки и Курильских островов. «Тр. Морск. гидрофиз. ин-та», 1957, т. XI.
3. Саваренский Е. Ф. Изучение цунами. «Вестн. АН СССР». 1958, № 9.
4. Саваренский Е. Ф., Тищенко В. Г., Святловский А. Е., Добровольский А. Д., Живаго А. В. Цунами 4—5 ноября 1952 г. «Бюл. Совета сейсмологии», 1958, № 4.
5. Lida K. Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the islands of Japan. «G. Earth Sci. Nagoya Univ.», 1956, v. 4, No. 1.
6. Shepard F. P., Macdonald G. A., Cox D. C The Tsunami of april 1, 1946. «Univers. of California press», 1950.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ АРГЕНТИНЫ

Побережье Аргентины представляет собой исключительно интересный объект исследования для получения важных данных не только по региональным вопросам, но и по общим проблемам геоморфологии и четвертичной палеогеографии. К сожалению, об этой территории нам известно немного, так как материалы о ней публикуются большей частью в малораспространенных у нас изданиях. Автору настоящей статьи удалось совершить геоморфологическую экскурсию по побережью от эстуария Ла-Платы до зал. Сан-Матиас, познакомиться с разрезами плейстоценовых отложений, строением рельефа прибрежной зоны, а также результатами исследования этого района аргентинскими учеными.

Полученные материалы положены в основу настоящей статьи, не претендующей, однако, на полное и разностороннее освещение геоморфологии побережья и шельфа. Привлекают внимание следующие особенности восточной части Аргентины.

1. Шельф Аргентины, открытый для волн Южной Атлантики, наиболее широкий и хорошо развитый из всех океанских шельфов Мира. Здесь наиболее полно протекают процессы формирования типичных осадков, рельефа шельфа и береговой зоны океана. По ширине с шельфом Аргентины могут сравниться лишь шельфы Северного Ледовитого океана, но они длительное время блокируются плавучими льдами, имеют меньшие уклоны, а в периоды оледенений перекрывались ледниками. Поэтому шельфы полярных морей нельзя считать типично океанскими, они образуют специфическую группу гляциальных шельфов.

2. На побережье Аргентины хорошо развиты и полно представлены четвертичные отложения, типичные для территорий, прилегающих к районам оледенений плейстоцена. Аргентина представляет собой, по моему мнению, природную модель континентального седиментогенеза приледниковых территорий. Составными частями этой модели являются: а) монолитная, меридионально вытянутая горная гряда Анд, в четвертичное время неоднократно подвергавшаяся оледенению; б) почти плоская широкая равнина с относительно глубоко расположенным коренным фундаментом, примыкающая к Андам с востока; в) берег Атлантического океана, «срезающего» равнину и вскрывающего ее геологическое строение.

3. В Аргентине наглядно представлены голоценовые береговые аккумулятивные формы. В результате тектонических движений они подняты над уровнем моря и хорошо сохранились благодаря достаточно сухому климату. Береговые валы, сформировавшиеся 5—6 тыс. лет назад, на севере побережья подняты на 2,5—4,5, а на юге — на 7—10 м выше среднего ур. моря. Этот факт свидетельст-

вует о небольшом тектоническом перекосе территории. Сложные береговые формы представлены сериями береговых валов разного возраста, что позволяет уловить последовательность в формировании подобных образований. Эту задачу облегчает возможность абсолютного датирования каждой генерации береговых образований, так как они насыщены ракушечным материалом, пригодным для датирования по ^{14}C .

4. Современная динамика береговой зоны Аргентины отличается активным проявлением процесса абразии. Он развивается в условиях дефицита наносов береговой зоны, так как рек на территории мало, а те, которые впадают в океан, выносят слишком мелкий взвешенный материал; такой же материал образуется при размыве береговых обрывов. Особенно возросла скорость размыва в последние годы в связи с хозяйственной деятельностью человека.

Интересная особенность современной динамики береговой зоны Аргентины — резкое различие в амплитудах прилива между северными и южными районами — 1 и 7 м соответственно. В связи с этим неодинаково развиваются такие типичные береговые формы, как бенчи, марши, осушки и т. п.

5. На побережье Аргентины быстрее решения требуют некоторые практические задачи. Главные из них: а) борьба с интенсивным размывом; б) борьба с заносимостью портов и подходов каналов (например, район порта Баия-Бланка); в) хозяйственное освоение маршевых пространств, голоценовых и современных береговых аккумулятивных форм.

Рассмотрим некоторые черты строения рельефа побережья и шельфа более подробно. Шельф Аргентины ограничен 200-метровой изобатой и занимает площадь более 1 млн. км². В тектоническом отношении район — типичный пример пассивной окраины континента, сформировавшейся в мезозойско-кайнозойское время. Для фундамента шельфа и части побережья характерно наличие восьми заполненных мощной толщей осадков седиментационных бассейнов, которые занимают почти половину площади, континентальной отмели. По представлениям аргентинских геологов [Binachi, 1984], эти бассейны образовались в течение двух периодов: предгондванского и послегондванского. Наиболее древние седиментационные бассейны южной части территории заложились в середине поздней юры (160 млн. лет назад) в составе Тихоокеанской вулканической зоны. Бассейны северного побережья формировались после разделения Гондваны и открытия южной части Атлантического океана. В послегондванское время происходили опускания тектонических блоков по заложившимся ранее разрывам и заполнение образовавшихся впадин мощной (до 6 км) толщей терригенных отложений. В отложениях седиментационных бассейнов, видимо, можно ожидать образования нефтеносных горизонтов.

Верхнюю часть геологического разреза шельфа и побережья

Аргентины слагают породы плиоцена, плейстоцена и голоцена, которые развиты почти повсеместно и имеют мощность, видимо, более 50 м. К плиоцену относятся литифицированные алевриты, супеси и суглинки [Simposio intern., 1984]. На абразионно-эрозионной поверхности плиоцена залегают отложения формации пампиан, состоящей в основном из четвертичных лёссовидных суглинков с прослоями погребенных почв, вулканических пеплов, песков, а в южных районах — галечников. Отложения голоцена не образуют единого покрова, а формируют лишь молодые формы рельефа, которые наложены на прибрежную равнину (дюны, береговые валы и т. п.).

На формирование толщи плейстоценовых отложений аргентинской пампы сильно повлияли природные изменения, происходившие в четвертичное время. Побережье Аргентины на большом протяжении образовано краем равнины (пампа), простирающейся к востоку от предгорий Анд. В периоды похолоданий Анды подвергались воздействию покровного и полупокровного оледенения, и с них сносился флювиогляциальный материал. Последний закономерно распределялся по равнине, т. е. чем дальше от гор — источника питания наносами, тем большие изменения претерпевали осадки, происходила их дифференциация по крупности, по минералогическому составу, менялась степень окатанности. В периоды оледенений гор на равнине развивались эоловые процессы, а также явления перигляциального литогенеза, ведущие к образованию лёссовидных отложений. Во время межледниковий формировались горизонты карбонатных почв.

С востока равнина, сложенная комплексом плейстоцен-голоценовых отложений, ограничена берегом Атлантического океана и на многих участках обрывается к нему активными клифами, в которых хорошо прослеживается строение пампы. Высота клифов в северо-восточной части побережья, например близ г. Мар-дель-Плата, достигает 50 м. В клифах на протяжении многих километров обнажается толща лёссовидных суглинков (или лёссов) с прослоями карбонатных почв (до 10 горизонтов), иногда вулканических пеплов [Planicie costera., 1984].

Вся толща относится к формации пампиан, точнее, ее верхней позднеплейстоценовой части. Расчленение отложений производилось по фауне. Погребенные почвы почти не изучены, слои не датированы методами абсолютной геохронологии, попытки получить из лёссовидных суглинков пыльцу и споры растений не увенчались успехом. Хорошими маркирующими горизонтами кроме почв могли бы быть прослой пеплов. Однако их хронология также не изучена [Simposio intern., 1984].

Северо-восточная часть побережья (район Мар-дель-Плата — Баия-Бланка) наиболее удалена от Андийской горной системы, поэтому здесь аккумуляровались осадки, подвергшиеся длительной транспортировке и значительной сортировке по крупности. Равнина

сложена мощной толщей, состоящей из наиболее мелких фракций вынесенных с гор осадков. Кроме того, здесь на поверхности и в разрезах обнажаются только молодые позднеплейстоценовые и голоценовые отложения. Удаленность от предгорий отражается и в рельефе. Пампа имеет совершенно ровную поверхность, немногочисленные реки неглубоко врезаны, и по долинам прослеживается лишь голоценовая терраса.

Состав, возраст и рельеф отложений меняются при следовании вдоль берега с северо-востока на юго-запад. Южная Америка, как известно, сужается к южной оконечности, при этом Анды не меняют своей меридиональной ориентировки, сокращается лишь ширина восточной приандской равнины, и берег все ближе и ближе подходит к предгорьям. Он, как бы по заказу исследователей, наискось вскрывает вею толщу вынесенных с гор отложений, позволяя проследить изменения в их составе в зависимости от длительности транспортировки.

Изменения в рельефе и отложениях начинают ощущаться южнее реки Рио-Негро. Здесь располагается Патагонская равнина (пампасы), имеющая достаточно сложный рельеф: появляются отдельные гряды и ступени, холмы и валообразные поднятия; чем далее к юго-западу, тем более чувствуется приближение предгорий. В обнажениях береговой зоны появляются горизонты флювиогляциальных галечников (патагонские галечники), возраст которых аргентинские геологи определяют как ранне-среднеплейстоценовый [Fidalgo, Riggi, 1970]. На самом юге страны в пределах Огненной Земли в береговых обрывах встречаются ледниковые валунники [Rabassa et al., 1984]. Южнее Рио-Негро (район зал. Сан-Матиас и п-ова Вальдес) патагонские галечники залегают на отложениях континентального плиоцена (формация рио-негро) и морского миоцена (патагонская формация). Они выходят в основаниях обнажений на берегу океана [3]. Появление древних отложений связано не только с меньшей мощностью в предгорьях Анд четвертичных отложений, но и с большей амплитудой тектонического (возможно, изостатического) поднятия юго-западных районов.

О неравномерности тектонического поднятия северо-восточных и юго-западных районов побережья Аргентины свидетельствуют уровни плейстоценовых и голоценовых береговых линий. В районе Мар-дель-Плата и Баия-Бланка (37°3'У — 38°30' ю. ш.) поднятых плейстоценовых береговых линий не отмечено. Голоценовые береговые валы располагаются здесь на высоте 2,5—4,5 м, а в районе зал. Сан-Антонио (41° ю. ш.) и южнее они встречаются на уровне 7—10 м [Planicie costera., 1984].

В Патагонии и на Огненной Земле хорошо развиты поднятые плейстоценовые береговые террасы. Дж. Кодигнотто [Codignotto, 1983] удалось датировать наиболее высокие береговые линии этого района. На Огненной Земле (52° ю. ш.) терраса высотой 22—25 м

сформировалась 32 тыс. лет назад, у г. Санта-Крус (47—46° ю. ш.) ее уровень 25—45 м, а возраст 28—30 тыс. лет назад. В зал. Бастаманте (45° ю. ш.) береговые образования были встречены на высоте 50—55 м, сформировались они 37 тыс. лет назад, кроме того, здесь зафиксированы [Cionchi, 1983] еще две береговые линии: на высоте 25—29 и 8—10 м. Нижняя терраса сформировалась около 6 тыс. лет назад, 25-метровая терраса, к сожалению, не датирована. Следует отметить, что плейстоценовые, не говоря уже о голоценовых, береговые линии находятся в хорошей сохранности. Чаще всего это четко выраженные в рельефе береговые валы, состоящие из литифицированных крупно- и среднезернистых песков и гальки, насыщенные раковинами моллюсков. Несомненно, что дальнейшее изучение этих благоприятных для исследования объектов должно принести новые интересные данные о колебаниях уровня Южной Атлантики в плейстоцене. В настоящее время полученные результаты позволяют сделать вывод, что уровень океана поднимался здесь выше современного своего положения около 30—40 тыс. лет назад (средний висконсин) и 5—8 тыс. лет назад (голоцен). Остается открытым вопрос о положении уровня Южной Атлантики в сангамонское время и периоды более ранних межледниковий. 17—20 тыс. лет назад (максимум висконсинского оледенения) уровень океана был значительно ниже, о чем свидетельствует обнаруженная на шельфе и датированная береговая линия на глубине 140 м [Schnack et al., 1983].

Во время разных стадий колебаний уровня океана на побережье Аргентины, видимо, создались весьма благоприятные условия для интенсивного развития береговых аккумулятивных процессов. Здесь в результате аккумуляции обломочного материала сформировались сложные береговые формы, которые были законсервированы при голоценовом поднятии суши. Две такие формы были подробно описаны Э. Шнаком с коллегами [Fesano et al., 1983; Schnack et al., 1982]. Первая из них, отчленяющая лагуну Мар Чикуита, находится к северу от г. Мар-дель-Плата, вторая, «Калета Вальдес», — в Патагонии на п-ове Вальдес.

Формирование берегового рельефа лагуны Чикуита (рис. 1) началось в период высокого положения уровня океана 5—6 тыс. лет назад (2,5 м выше современного). При трансгрессии был выработан клиф в позднеплейстоценовых лёссовидных суглинках формации пампиан, слагающих прибрежную низменность, и образовалась бухтообразная вогнутость береговой линии. У подножия клифа при последующей регрессии возникла песчаная аккумулятивная терраса, состоящая из хорошо сохранившихся в настоящее время береговых валов (генерация I), на 2,5 м превышающих по уровню современные штормовые выбросы песка. Одновременно бухта стала отчленяться от океана растущей с севера мощной береговой косой, состоящей из нескольких береговых валов генерации II и сложенной в основном песком и ракушей. Радиоуглеродные датировки дают представление

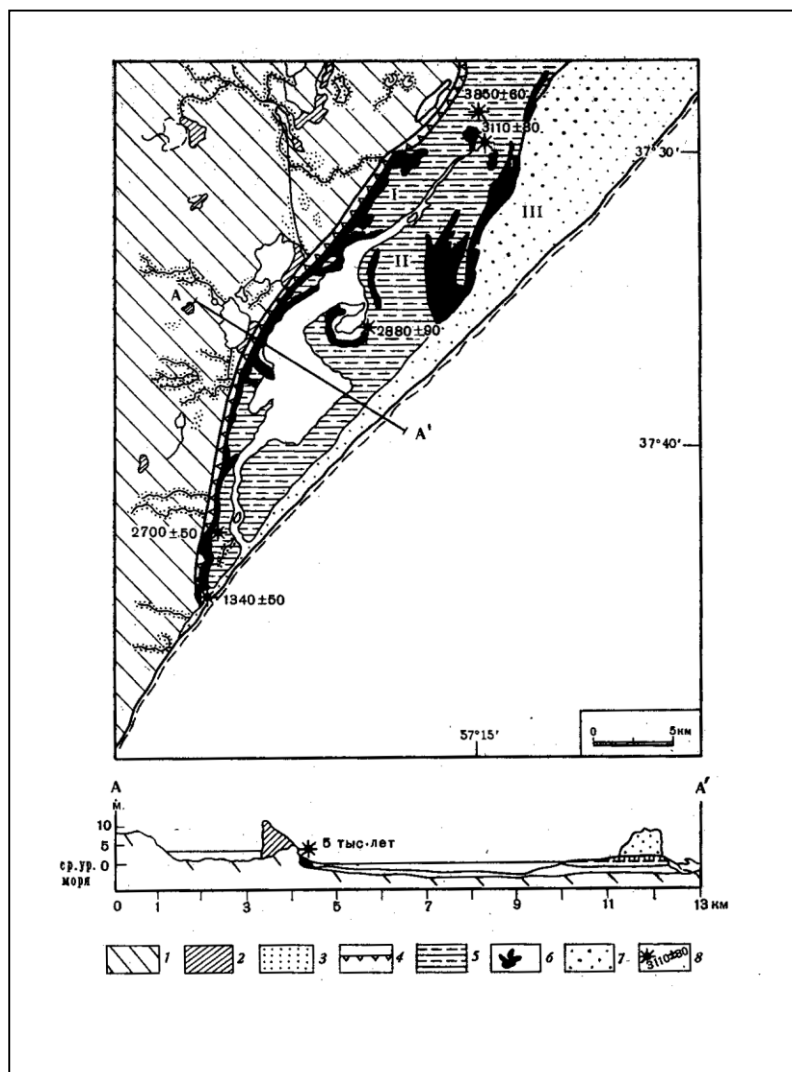


Рис. 1. Геоморфологическая схема лагуны Чикиута [Schnack et al., 1982]

1 — равнина, сложенная позднелайстоценовыми суглинками формации пампиан; 2 — позднелайстоценовые дюны; 3 — аллювий речных долин; 4 — отмерший клиф; 5 — лагунные отложения; 6 — древние береговые валы; 7 — современные дюны; 8 — радиоуглеродные датировки

о том, как развивалась коса: северная ее часть возникла 3,8, центральная — 2,8 и южная — 1,3 тыс. лет назад. По мере роста косы лагуна между ней и коренным берегом заполнялась илистыми осад-

ками, приносимыми приливными течениями. Под этими отложениями оказалась погребенной часть береговых валов генерации II, другая их часть была срезана новейшей системой перевеянных в дюны береговых валов генерации III. В настоящее время открытое зеркало лагуны невелико, основное пространство в пределах описываемой формы занимают приливно-илистая осушка и гряды дюн, и лишь только остатки береговых валов разного возраста позволяют реконструировать эволюцию этого участка берега.

Сложная аккумулятивная форма «Кадета Вальдес» формировалась в иных условиях (рис. 2). Как указывалось выше, более южные районы побережья испытывали в плейстоцен-голоценовое время тектоническое поднятие. Поэтому рассматриваемая аккумулятивная форма поднята на значительную высоту над уровнем океана. Высота наиболее древних ее береговых валов 25—30 м, они примыкают к коренному побережью, отметки рельефа которого 60 м и более. Побережье сложено плиоцен-плейстоценовыми литифицированными алевритами и галечниками. Генерации береговых валов I—IV имеют, согласно радиоуглеродным датировкам ($34,4 \pm 1,7$ тыс. лет назад и 41 ± 4 тыс. лет назад), позднеледниковый возраст (средневисконсинский интергляциал).

Генерация V береговых валов формировалась в голоцене при относительно понижающемся уровне океана. О регрессии Южной Атлантики в этот период свидетельствует превышение наиболее древних голоценовых береговых валов над современными: высота по профилю через валы генерации V меняется в сторону океана от 13 до 9 м. Все генерации валов сложены галькой, поступающей с севера, видимо, от размывающихся участков, сложенных «патагонскими галечниками». Береговые валы, кроме самых древних, образуют аккумулятивную форму типа петлевидного бара. Древние валы (генерация I) составляют примкнувшую террасу, занимающую вогнутость береговой линии.

Рассмотренные две аккумулятивные формы хорошо отражают различия в тектонических, литологических, климатических и других условиях развития северных и южных участков побережья, поэтому дальнейшее исследование многочисленных плейстоцен-голоценовых береговых форм Аргентины должно принести много интересной и разнообразной палеогеографической информации.

Широкое развитие береговых аккумулятивных форм, вероятно, было свойственно каким-то предшествующим этапам эволюции береговой зоны Аргентины. В настоящее время на побережье преобладают процессы активного размыва как коренных береговых склонов, так и аккумулятивных образований, особенно пляжей. В результате абразионной деятельности волн береговая линия во многих районах отступает. На участке от лагуны Чикуйта до г. Мирамар (протяженность береговой линии около 40 км) Э. Шнаком с сотрудниками [Schnack et al., 1983] проведены стационарные наблюдения

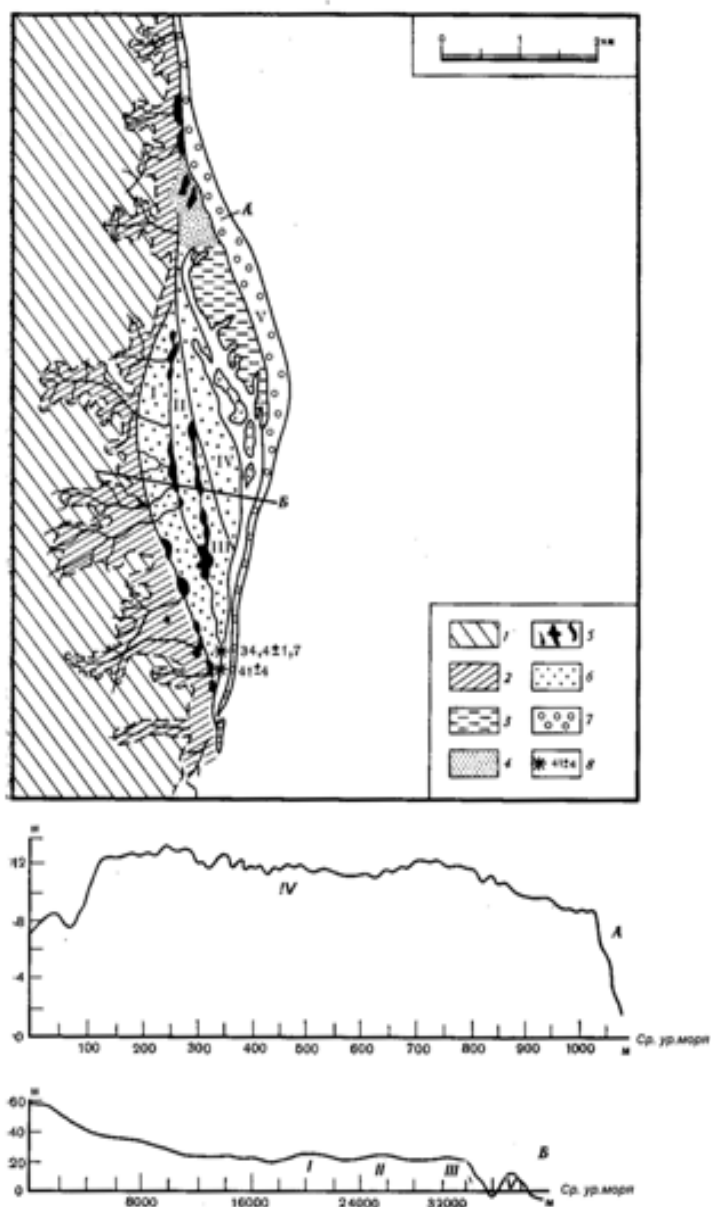


Рис. 2. Геоморфологическая схема аккумулятивной формы «Кадета Вальдес» [Simposio intern., 1984]

1 — участок побережья, сложенный плиоцен-плейстоценовыми алевритами и галечниками; 2 — отложения склонов; 3 — приливные марши; 4 — осушка; 5 — межваловые понижения с водными и иловыми осадками; 6 — позднеплейстоценовые береговые валы; 7 — голоценовые береговые валы; 8 — радиоуглеродные датировки, тыс. лет. Внизу — инструментальные профили (А, Б) через береговые валы.

в 14 пунктах. Во всех пунктах береговая линия последние десятилетия интенсивно отступала. Скорость размыва у южной части лагуны Чикуита достигает 6,5 м/год, южнее порта Мар-дель-Плата — 5 м/год, в остальных пунктах наблюдения — от 0,5 до 3,5 м/год. Абразия преобладает не только в северном районе, но и на многих других участках побережья Аргентины. В некоторых пунктах размыв достигает 10 м/год. Причем размыву подвержены наиболее ценные земли в окрестностях крупнейших курортных городов: Мар-дель-Плата, Мирамар, Некочеа и др.

Интенсивность размыва обусловлена несколькими причинами. Возможно, одна из них — современное поднятие уровня океана. А. Брандани с коллегами [Simposio intern., 1984] проанализировал футшточные данные за 25 лет по 15 станциям побережья Аргентины. В большинстве пунктов зарегистрировано поднятие уровня со скоростями от 1,1 до 2,8 мм/год. При этом наивысшие скорости наблюдаются в более южных районах (п-ов Вальдес) и меньшие — в северных. Современная трансгрессия Мирового океана, как известно, на многих побережьях стимулирует размыв береговых форм, в том числе пляжей. Однако это не главная причина. Активность абразии находится обычно в прямой зависимости от баланса наносов береговой зоны. В современной береговой зоне Аргентины (особенно северной ее части) существует явный дефицит обломочного пляжеобразующего материала.

При размыве лёссовидных суглинков, в основном слагающих северо-восточное побережье, в океан поступают тонкие наносы, которые уносятся на большие глубины. Такой же материал поступает из рек, и только небольшая примесь песка остается в береговой зоне. Мощные аккумулятивные формы, о которых говорилось выше, были созданы в период, последовавший за пиком фландрской трансгрессии (2—5 тыс. лет назад). В то время большое количество наносов, видимо, с шельфа, выбрасывалось волнами на берег. После выработки динамического профиля равновесия подводного берегового склона объем обломочного материала, поступающего со дна, резко уменьшился, что и привело к современному дефициту наносов.

Однако, по мнению аргентинских исследователей [Schnack et al., 1983], одна из главных причин усиления размыва берега в последние десятилетия — хозяйственная деятельность человека. В результате нее резко уменьшился твердый сток рек, активизировались склоновые процессы. Особенно болезненно сказывается на устойчивости берега изъятие с пляжей песчано-галечного материала для нужд строительства.

Пляжи, как известно, защищают берег от размыва, и при общем дефиците пляжеобразующих наносов в береговой зоне изъятие обломочного материала приводит к уменьшению ширины пляжей и активизации абразии. Большое влияние (чаще всего отрицательное) на динамику береговой зоны Аргентины оказывают гидротехниче-

ские сооружения. Строительство порта в Мар-дель-Плата привело к резкому усилению размыва берега в его окрестностях, так как портовые сооружения прервали вдольбереговые миграции песка.

В Аргентине ведется борьба с размывом берега. На отдельных участках он защищается бунами и волноломами. Особенно много таких сооружений в районе Мар-Дель-Плата, где их строительство ведется с 1924 г. по настоящее время. К сожалению буны и волноломы не дают положительного эффекта. Сохраня небольшие участки, они способствуют расширению зон абразии и вызывают так называемые низовые размывы. Проблема защиты берегов Аргентины от размыва может быть успешно решена только при искусственном пополнении береговой зоны пляжеобразующим материалом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bianchi J. Tectogenetic outline of Western South Atlantic /Simposio internacional.../Ed. Schnack E. Mar del Plata. Argentina, 1984. P. 15—19.
2. Simposio internacional sobre cambios del nivel del mar y evolucion costera en el cuaternario tardio / Ed. Schnack E. Mar del Plata. Argentina, 1984. P. 110.
3. Planicie costera Bonaerense—costa Norpatagonica, Reunion de campo/Ed. Schnack E. Argentina, 1984. P. 25.
4. Fidalgo F., Riggi J. Consideraciones geomorficas y sedimentologicas sobre los Rodados Patagonicos//Rev. Asoc. Geol. Arg. 1970. v. XXV. № 4. P. 430—443.
5. Rabassa J. O., Heusser C J., Stuckenrath R. On-going research on deglaciation chronology and Holocene sea-level changes in the Biagle Channel, Teerra del Fuego. Argentina//Simposio internacional.../Ed. Schnack E. Mar del Plata. Argentina, 1984. P. 87.
6. Codignotto J. O. Depositos elevados y/o de acrecion Pleistoceno-Holoceno en la costa Fueguino — Patagonica//Oscilaciones del nivel del mar durante el ultimo Hemiciclo deglacial en la Argentina/Ed. Schnack E. Mar del Plata, 1983. P. 12—26.
7. Cionchi J. Las ingresiones marinas del cuaternario tardio en la Bacia Bustamante // Oscilaciones del nivel del mar durante el ultimo Hemiciclo deglacial en la Argentina / Ed. Schnack E. Mar del Plata, 1983. P. 1—11.
8. Schnack E., Alvarer J., Cionchi J. El caracter erosivo de la linea de costa entre Mar Chiquita y Miramar, Provincia de Buenos Aires // Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el ultimo Hemiciclo Deglacial en la Argentina / Ed. Schnack E. Mar del Plata, 1983. P. 118—129.
9. Fasano J., Isla F., Schnack E. Un analisis comparativo sobre la evolucion de ambientes litorales durante el Pleistoceno Tardio-Holoceno: Laguna Mar Chiquita — Caleta Valdes // Oscilaciones del nivel del Mar Durante el ultimo Hemiciclo deglacial en la Argentina/Ed. Schnack E. Mar del Plata, 1983. P. 27—47.
10. Schnack E., lasano J., Isla F. The evolution of Mar Chiquita lagoon coast Buenos Aires province, Argentina // Holocene sea level fluctuations, magnitude and causes /Ed. Colquhoun D. Columbia, USA, 1982. P. 143—155.

О ВОЗРАСТЕ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВЫХ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БЕРИНГОВА МОРЯ (ПО ДАННЫМ АРХЕОЛОГО- ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ).

Каплин П.А., Поротов А.В.

Реконструкция развития береговых аккумулятивных форм на заключительном этапе послеледниковой трансгрессии представляет интерес в связи с изучением особенностей палеогеографического развития разнообразных по своим геолого-геоморфологическим условиям прибрежных территорий, а также для дальнейшей разработки палеоаналоговых моделей эволюции различных типов аккумулятивных образований береговой зоны в условиях малоамплитудных изменений уровня моря. Интерес к такого рода построениям заметно возрос в последнее десятилетие в связи с проблемой оценки последствий прогнозируемого повышения уровня океана на развитие прибрежных зон. Кроме этого, изучение формирования рельефа прибрежных территорий в позднем голоцене представляет самостоятельный интерес в связи с реконструкциями условий палеосреды, определявшими особенности заселения прибрежной полосы в древности.

За последние десятилетия на побережьях дальневосточных морей собран обширный фактический материал, послуживший основой для палеогеографических реконструкций условий развития рельефа побережий Японии [Nakada et al., 1991; Taiga, 1980], Приморья и Сахалина [Короткий и др., 1989; Короткий, Худяков, 1990] и восточной Чукотки [Свиточ, Талденкова, 1997]. На основании детальных морфологических, литофациальных и геохронологических исследований комплекса прибрежных образований было установлено, что их формирование протекало на фоне неоднократных относительных изменений уровня моря в позднем голоцене. Синхронность выделенных трансгрессивно-регрессивных фаз колебания уровня с изменениями климатических условий позволили предположить эвстатическую природу изменений уровня [Короткий, Худяков, 1990, Саидова, 1994]. Несмотря на то, что их амплитуда не превышала первые метры, геоморфологический эффект их оказывался довольно существенным.

Особенности морфологии и развития комплекса голоценовых береговых образований на западном побережье Берингова моря рассматривались в ряде работ [Берега ..., 1967; Ионин, 1959; Каплин, 1962], однако, стратиграфия прибрежных отложений, условия и возраст их формирования, за исключением отдельных районов [Иванов, 1986; История развития..., 1974; Новейшие отложения..., 1980],

изучены крайне ограниченно.

Отмечаемые локальные особенности морфологии и гипсометрии береговых образований, а также особенности их морфодинамического развития, связывались преимущественно с проявлением неотектонических движений, которые на этапе замедления трансгрессии начали доминировать в относительных движениях побережья [Буданов, Ионин, 1956; Ионин, 1961]. Немногочисленных радиоуглеродных датировок голоценовых прибрежно-морских образований оказывалось явно не достаточно для обоснования времени возникновения и особенностей их эволюции на заключительном этапе послеледниковой трансгрессии. В настоящей работе предпринята попытка обобщения оригинальных и опубликованных за последние годы в литературе материалов по возрастному обоснованию выделяемых разновысотных береговых линий, основанных на результатах радиоуглеродного датирования различных фациальных типов прибрежных отложений, а также исследованиях стратиграфии и хронологии серии археологических памятников, развитых на западно-беринговоморском побережье. Для удобства сопоставления датировок, получаемых на основе различных типов органического вещества, а также их сопоставления с исторической шкалой, проведена их калибровка на основе программы CALIB.3 [Stuiver, Reimer, 1993], что позволило представить их в едином формате. Используемые в работе радиоуглеродные определения возраста приведены в таблице.

На западном побережье Берингова моря отмечается развитие широкого спектра морфогенетических типов аккумулятивных образований, различающихся по своей морфологии, гипсометрии и характеру эволюции. Опыт изучения истории развития побережий дальневосточных морей [Каплин, 1973; Короткий и др., 1989] убедительно показал, что наиболее полно их позднеголоценовую историю характеризует морфологическое строение прибрежной суши в вершине ингрессионных заливов, в которые впадают сравнительно крупные реки побережья. Устойчивое поступление аллювиального материала обеспечивал активный бюджет седиментационного материала в прибрежной полосе, что определяло формирование аккумулятивных форм даже в периоды подъема уровня, приводя к образованию трансгрессивных серий береговых валов.

Морфологические особенности сложно-построенных береговых террас западного побережья Берингова моря приводятся в ряде работ [Буданов, Ионин, 1956; Ионин, 1959; Мамаева, 1956; Чернышева, 1954] и свидетельствуют о наличии ряда характерных черт их строения, которые сохраняются несмотря на локальные особенности, связанные с условиями поступления в береговую зону обломочного материала и режимом неотектонических движений побережья.

Один из наиболее стратотипических разрезов морского голоцена этого района исследован на восточном берегу залива Креста [Новейшие отложения..., 1980; Свиточ, Талденкова, 1997]. В релье-

фе прибрежной равнины от Конергинского участка вплоть до южной оконечности залива и на побережье пролива, отделяющего косу Мечен от суши, морфологически хорошо выражены морская терраса, высотой 5-7 м, а также более молодые аккумулятивные уровни, приуроченные к гипсометрическим уровням 3-4 м и 1-2 м. Схожие черты строения комплекса прибрежно-морской аккумуляции отмечаются и на побережье Анадырского залива. Здесь, наряду с морской террасой, приуроченной к уровню 5-7 м, отчетливо выражен следующий, более низкий уровень прибрежно-морской аккумуляции. В устье р. Дионисия он образован крупной, сложно построенной пересыпью, состоящей из двух генераций древних береговых валов, из которых более древние имеют высотные отметки гребней 3.5-4 м, а более молодые - 2.5-3 м [Орехов, 1987]. Фрагменты древних береговых форм, приуроченных к разновысотным гипсометрическим уровням отмечены и на побережье Мичегменской губы [Авенариус, 1982], а так же и на самом крайне северо-востоке Чукотского полуострова [Бабаев, 1979].

Формирование комплекса береговых аккумулятивных форм побережья на фоне относительных изменений уровня моря нашло свое отражение в ряде характерных особенностей их плановых очертаний. В первую очередь это иллюстрируется многочисленными примерами сложно построенных систем аккумулятивных форм, в которых более молодые и гипсометрически более низкие серии береговых валов срезают под некоторым углом более древние. При этом часто отмечается, что переход от более древних к более молодым генерациям маркируется не только разницей в высотах гребней береговых валов, но и отчетливо выраженным древним уступом размыва, выработанным во фронтальной части более древней генерации. Многочисленные примеры подобных перестроек для побережья северо-западной части Берингова моря приведены в ряде работ А.С. Ионина [Ионин, 1959; 1961]. Отмечается, что масштабность происходивших изменений в режиме развития береговой зоны отражалась не только в перестройках внешнего контура аккумулятивных форм, но и в изменениях морфогенетического типа берега. Например, в пределах выработанной абразионной платформы у подножья древнего абразионного уступа происходило формирование крупных аккумулятивных террас или лагунно-барьерного комплекса [Ионин, 1959].

Таким образом, для рассмотренных выше некоторых участков побережья, характеризующихся наиболее полным разрезом морского голоцена, отличительной чертой строения рельефа прибрежной полосы является наличие нескольких разновысотных серий береговых образований, разделенных лагунными понижениями. Различия в высотах между различными генерациями береговых валов указывает на то, что их формирование протекало на фоне изменений относительного уровня моря, связанных, по-видимому, с влиянием диффе-

ренцированных неотектонических движений. Фрагментарность развития наиболее древнего уровня прибрежно-морской аккумуляции может быть связана с особенностями абразионно-аккумулятивных процессов с начала максимума ингрессии и их плохой сохранностью в последующем.

Полученные в последние годы материалы по радиоуглеродному датированию прибрежно-морских отложений (табл.) позволяют в общих чертах охарактеризовать временные рамки, в которых происходило формирование отдельных гипсометрических уровней древнебереговых форм.

Время формирования наиболее древней, как правило, гипсометрически наиболее высокой (+5-7 м) генерации береговых аккумулятивных форм на основании материалов радиоуглеродного датирования на побережьях Карагинского залива и Анадырского лимана, а также севере Чукотского полуострова относятся к середине голоцена, к периоду атлантического максимума. К этому времени приурочено и формирование поверхности цокольной абразионной террасы на о. Карагинском, современные высотные отметки у которой в результате активного неотектонического поднятия этого района составляют 8-10 м. [Мелекесцев и др., 1994].

Формирование гипсометрически более низкой ступени, которую образуют наиболее широко распространенная генерация древнебереговых образований, приуроченная к высотным отметкам +3-5 м, сравнительно плохо охарактеризована радиоуглеродными датами. Немногочисленные датировки получены на побережье Анадырского лимана и северо-восточной части Корякского побережья и свидетельствуют об их образовании в середине суббореального периода, т.е. в интервале 4-3.5 тыс. лет назад. Наличие морфологически выраженного перерыва между этой и более древней генерацией и высотные отметки гребней древнебереговых валов, на 1.5-2 м превышающие более молодую генерацию береговых образований, свидетельствуют о том, что формирование их может быть связано с самостоятельным этапом позднего голоцена. Время формирования наиболее молодой генерации береговых валов, образующих гипсометрический уровень 2.5-3 м над современным, по серии радиоуглеродных датировок в Камчатском, Карагинском и Олюторском заливах и в заливе Корфа составляет около 1 тыс. лет назад.

Изложенные выше данные по возрасту формирования древних береговых образований западного побережья Берингова моря дополняются материалами исследований геоморфологического положения, стратиграфии и хронологии археологических памятников, открытых в последние десятилетия на северо-западном побережье Берингова моря [Буданов, Ионин, 1956; Орехов, 1987; Пономаренко,

Таблица. Радиоуглеродные датировки позднеголоценовых прибрежно-морских отложений западного побережья Берингова моря.

Район	Материал	Радиоуглеродный возраст (тыс. лет назад)	Индекс	Источник	калиброванный возраст, лет назад (Диапазон 2-х сигм)	Геоморфологическое положение датированного слоя*
з-в Корфа	торф	0.25±0.07	МГУ-1425	автор	295 (239 - 469)	Ia
з-в Корфа	торф	0.29±0.17	МГУ-1429	автор	305 (248 - 511)	Ia
6. Сингак	торф	0.62±0.07	ЛП -5062	автор	587 (513 - 672)	I
з-в Корфа	торф	0.66±0.07	МГУ-1430	автор	651 (527 - 692)	I
6. Йльпырь	торф	0.69±0.08	МГУ-1427	автор	658 (533 - 739)	I
м. Верблюжий	торф	0.81±0.08	МАГ-191	[7]	705 (804 - 647)	I
6. Натали	уголь	1.40±0.1	МАГ-885	[20]	1300 (1167 - 1424)	IIa
6. Угольная	уголь	1.56±0.09	МАГ-410	[20]	1413 (1292 - 1627)	IIa
6. Олука	уголь	1.90±0.1	МАГ-875	[20]	1851 (1587 - 2014)	IIa
Эквенский бар	торф	2.39±0.09	ИЭМЭЖ-898	[6]	2355 (2738 - 2299)	II
Дежневский бар	торф	2.39±0.07	ИЭМЭЖ-981	[6]	2355 (2718 - 2305)	II
6. Угольная	уголь	2.40±0.1	МАГ-406	[20]	2356 (2296 - 2742)	IIIa
6. Гавриила	уголь	2.51±0.1	МАГ-411	[20]	2576 (2337 - 2779)	IIIa
6. Олука	уголь	2.60±0.1	МАГ-945	[20]	2740 (2356 - 2872)	IIIa
6. Оссора	торф	2.65±0.05	МГУ-1227	[23]	2753 (2716 - 2790)	IIIb
6. Натали	уголь	2.70±0.3	МАГ-886	[20]	2776 (2058 - 3478)	IIIa
о. Аракамчечен	торф	3.12±0.08	МАГ-203	[7]	3347 (3474 - 3157)	IIIb
м. Дионисия	торф	3.15±0.08	МГУ-402	[19]	3370 (3162 - 3482)	III
6. Угольная	уголь	3.34±0.1	МАГ-407	[20]	3554 (3375 - 3781)	IVa
6. Гавриила	уголь	3.30±0.14	МАГ-405	[20]	3540 (3235 - 3841)	IVa
Дежневская лаг.	торф	4.05±0.09	ИЭМЭЖ-897	[6]	4461 (4835 - 4347)	IVb
Дежневский бар	торф	3.95±0.15	ИЭМЭЖ-1078	[6]	4416 (4840 - 3960)	IVb
м. Дионисия	торф	4.18±0.1	МГУ-403	[19]	4706 (4419 - 4879)	IVb
п. Хайлюля	торф	5.6±0.04	ГИН-7795	[17]	6402 (6292 - 6486)	IVb
м. Дионисия	торф	5.9±0.11	МГУ-393	[19]	6737 (6439 - 6992)	IVb

*/ Ia- прослой торфа в тыловых частях современных пересыпей; I- прослой торфа в строении современных пересыпей; IIa-культурные слои на поверхности морских террас с отметками 2-3м; II- прослой торфа в основании морских террас с отметками 2-3м.; IIb- лагунные террасы высотой 1.5-2м; IIIa- культурные слои на поверхности морских террас с отметками 3-4м; III- морские террасы с отметками 3-4м; IVa-культурные слои на поверхности морских террас с отметками 4-5м; IVb-древние лагунные террасы с отметками 3-5м.

1985]. На северо-восточном побережье Корякии широко распространен комплекс древнекерекских поселений, самые древние из которых по результатам некалиброванных радиоуглеродных датировок имеют возраст в 3.5 тыс. л. Большинство из исследованных поселений располагается в прибрежной полосе суши и приурочено к поверхностям древнебереговых валов в тыловых частях пересыпей, как правило, отчленяющих небольшие лагуны в низовьях речных долин. Современные высотные отметки пересыпей составляют 4-6 м над современным уровнем моря на открытых участках берега и 3-5 м - в вершинах бухт. Хронологически памятники древнекерекской культуры подразделяются на три временные группы: около 3.5, 2.6-1.4 и моложе 0,6 тыс. лет назад [Пономаренко, 1985], каждая из которых характеризуется особенностями стратиграфии культурных слоев.

Наиболее древние, поздненеолитические слои, как правило, залегают в толще прибрежных отложений на базальном для них горизонте галечников, слагающих непосредственно древнебереговые образования. Культурные слои более молодого возраста залегают в маломощных песчаных и супесчаных толщах, перекрывающих прибрежно-морские галечники. Основной особенностью стратиграфии и хронологической привязки изученного комплекса памятников является наличие стратиграфических и хронологических перерывов, которые связываются нами с периодами резких изменений в геоморфологических условиях береговой зоны.

Как поздненеолитические слои (около 3.5 тыс. лет), так и более молодые, относимые к эпохе раннего металла (2.5-1 тыс. лет назад) оказываются погребенными под слоями песчаных, песчано-галечных и супесчаных отложений, представляющих соответственно эоловые, прибрежно-морские и аллювиально-лагунные отложения, накопление которых на поверхности древнебереговых образований могло быть обусловлено лишь смещением прибрежного фациального ряда в условиях относительных изменений уровня моря.

В периоды малоамплитудных повышений уровня или возрастания штормовой активности, поверхности низких прибрежно-морских образований становились малоприспособленными для обитания, вынуждая древнее население смещаться на гипсометически более высокие уровни, представленные в данном районе фрагментами более древних морских террас. Благодаря этому в хронологии поселе-

ний, занимающих низкие уровни прибрежных образований, отмечаются перерывы в стратиграфии - формирование немых толщ.

Опираясь на датированные культурные слои и их стратиграфические позиции, можно с уверенностью считать, что формирование наиболее древних генераций лагунных пересыпей, формировавшихся в устьевых частях ингрессионных заливов, закончилось около 4 тыс. назад. В последующий период вершинные поверхности береговых валов стали пригодными для заселения. Близкая к отмеченной выше выявляется схема гипсометрического распределения разновременных поселений древних эскимосов на северо-восточном побережье Чукотского полуострова. Анализ факторов, определивших размещение поселений азиатских эскимосов, свидетельствует, что доминирующую роль с древнейших времен и вплоть до XIV в. играли уровень развития материальной культуры и наличие биоресурсов в прибрежной акватории.

Образ жизни и материальная культура эскимосов не претерпели каких-либо существенных изменений с середины I тыс. до н.э. до середины XX в. [Гусев, 1996]. Древнейшие поселения, относимые к сер. I тыс. до н.э., располагаются на окончаниях скальных мысов с флювиогляциальным чехлом. Современные отметки расположения этой группы стоянок превышают 10 м над уровнем моря. Поселения, возникшие во второй половине I тыс. н.э. и существовавшие до XII-XIII вв., размещаются в прибрежной полосе суши на останцах флювиогляциальных террас, высота которых составляет 5 - 7 м над современным уровнем моря. Они расположены у самых лагун (Уньоленьон, Эквен, Поутен I, Масик I, Кивак) либо неподалеку от устья реки (Леймин), или у озера (Аван).

Таким образом, даже несмотря на различия в строении берегов в районе Берингова пролива и бухты Провидения, стратегия размещения поселений в этот период, в основном оказывалась сходной. Наконец, поселения культуры Туле (Поутен II, Масик II), основанные эскимосами в XVI - XVII вв., расположены на песчаных косах на небольшой высоте - всего 3-4 м над уровнем моря.

Рассмотрение особенностей геоморфологического положения стоянок различного возраста позволяет связать вариации их гипсометрии с процессами развития береговой полосы и изменением относительного положения уровня Берингова моря за последние три тыс. лет. В частности, выявленный к настоящему времени комплекс эскимосских поселений, относимых к концу первого тысячелетия до н.э., располагающийся на относительно высоких гипсометрических уровнях, свидетельствует об отсутствии пригодных для обитания участков в пределах низменных аккумулятивных участков берега. Однако к концу первого тысячелетия н.э. условия заселения прибрежной полосы существенно изменились. В частности, наиболее ранние датировки китовых голов на Мичегменской косе [Динисман и др., 1996] дают возраст 1628 $\pm$ 96 и 1435 $\pm$ 70 лет назад (соответ-

ственно, калиброванные даты составляют 1175 {1332-961} и 956 {1126-832} лет назад), что позволяет примерно оценить время формирования наиболее древней генерации косы. Формирование наиболее молодой генерации береговых валов охватывает последнюю тысячу лет, ставшую пригодной для заселения для культуры Туле.

Таким образом, особенности геоморфологического положения, хронологии и стратиграфии поселений, расположенных в прибрежной полосе северо-западного побережья Берингова моря, существенно дополняют материалы по геохронологической привязке этапов формирования голоценовых береговых образований побережья. Рассмотренные выше основные особенности морфологического строения комплекса прибрежно-морских образований, развитых на побережье северо-западной части Берингова моря, свидетельствуют о том, что их возникновение связано с несколькими этапами в эволюции берега, обусловленными изменениями относительного положения уровня океана.

Являлись ли эти изменения результатами эвстатических циклов или обусловленных дифференцированными неотектоническими движениями различного знака, охватывавшими отдельные участки побережья, представляет собой открытый вопрос.

Обобщение материалов радиоуглеродного датирования позднеголоценовых отложений, слагающих береговые формы, позволил наметить хронологические рамки возникновения отдельных генераций береговых форм. С отмеченной последовательностью развития береговых образований вполне удовлетворительно согласуются материалы по стратиграфии и хронологии археологических памятников, которые так же допускают существование нескольких фаз в изменении относительного положения уровня и связанных с этим изменений в рельефе современной прибрежной полосы.

Морфология и временные рубежи формирования береговых аккумулятивных форм на побережье восточной Чукотки, несмотря на региональные вариации, хорошо коррелируют с историей эволюции аккумулятивных форм на западном побережье Аляски за последние 4.5-5 тыс. лет [Mason et al., 1993; Mobley, 1988].

ЛИТЕРАТУРА.

1. Авенариус И.Г. Изменение уровня моря в северной части Берингии в плейстоцене и голоцене. // В сб. "Изменения уровня моря", М., Из-во МГУ, 1982, с. 134-145.
2. Бабаев Ю.М., Жиндарев Л.А. Основные черты развития рельефа лагунного побережья Чукотки в голоцене. // В сб.: Исследование динамики развития рельефа морских побережий, М. Наука, 1979, с. 111-119.
3. Берега Тихого океана, М., Наука, 1967, 375 с.
4. Буданов В.И., Ионин А.С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря. // Тр. Океаногр. комисс., т.1, 1956, с.40-51.
5. Гусев С.В. Изучение поселенческой стратегии приморского населения. // Материалы и исследования культурно-исторических проблем народов Сибири., Томск, 1996, с.77-85.

6. Динесман Л.Г., Киселева Н.К., Савиницкий А.Б., Хасанов Б.Ф. Вековая динамика прибрежных экосистем северо-востока Чукотки.- М.: "Аргус", 1996 - 189 с.
7. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986, 138с.
8. Ионин А.С. Берега Берингова моря. М.: Наука, 1959, 358 с.
9. Ионин А.С. Отмирающие береговые аккумулятивные формы Берингова моря.// Труды Океанограф. комисс. АН СССР, т.8, 1961, с.85-97.
10. Ионин А.С. Развитие некоторых типов береговых аккумулятивных форм.// В сб. "Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны", М.: Наука, 1966, с.194-206.
11. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. и др., М., Наука, 1974, 380 с.
12. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Из-во АН СССР, 1962, 188с.
13. Каплин П.А. Новейшая историй побережий Мирового океана. М., МГУ, 1973, 265 с.
14. Короткий А.М., Бровко П.Ф., Задкова И.И., Пушкарь В.С., Шахгельдян И.Г. Последние этапы голоценовой трансгрессии в бассейнах Японского и Охотского морей.// Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., Наука, с.155-163.
15. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990, 216 с.
16. Мамаева Р.Б. Опыт определения дифференцированных тектонических движений морских побережий геоморфологическим методом.// Труды океаногр. комисс. АН СССР, т.1, 1956, с.77-81.
17. Мелекесцев И.В., Курбатов А.В., Сулержицкий Л.Д., Певзнер М.М. Сравнение скоростей поднятий побережья Камчатского залива Тихого океана и о. Карагинского.// "Всероссийское совещание по геохронологии четвертичного периода". Сб-к докладов, Москва, 1994, с.164.
18. Мелекесцев И.В., Курбатов А.В., Сулержицкий Л.Д., Певзнер М.М. Доисторические цунами и сильные землетрясения на полуострове Камчатском по данным тефрохронологических исследований.// Вулканология и сейсмология, 1994, N 5, с. 106-114.
19. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980, 236 с.
20. Орехов А.А. Древняя культура северо-западного Берингоморя. М.: Наука, 1987, 176 с.
21. Пономаренко А.К. Древняя культура ительменов восточной Камчатки. М.: Наука, 1985, 216 с.
22. Саидова Х.М. Экология шельфовых сообществ фораминифер и палеосреда голоцена Берингова и Чукотского морей. М.: Наука, 1994, 94с.
23. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е. Осадкообразование в голоцене на побережье Дальнего Востока.// Литология и полезные ископаемые, 1997, N 1, с. 74-87.
24. Чернышева Р.Б. О вертикальных движениях берегов Камчатки.// Тр. ИО АН СССР, М.: 1954, т.10, с.51-55.
25. Mason O.K. The Geoarchaeology of Beach Ridges and Cheniers: Studies of Coastal Evolution Using Archaeological Data.// Journ. Coast. Res. 1993, v. 9 (1), p. 126-146.
26. Mason O.K., Jordan J.W., Plug L. Late Holocene Storm and Sea-Level History in the Chukchi Sea. // Journal of Coastal Research Sp.Iss. N 17; Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and Sedimentation, pp. 173-180.

27. Mobley C.M. Holocene Sea Level in Southeast Alaska: Preliminary results.// *Arctic*, 1988, v.41, p.195-210.
28. Nakada, M., Yonekura N., Lambeck K. Late Pleistocene and Holocene sea-level in Japan: Implications for tectonic histories and mantle rheology. // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology*, 1991, v. 95, p.107-122.
29. Taira K. Radiocarbon Dating of Shell Middens and Holocene Sea-Level Fluctuation in Japan.// *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology*, 1980, v.32, n1/2, p.79-87.
30. Stuiver M., Reimer P. Extended C-14 Data base and Revised CALIB 3.0 C-14 Age Calibration Program.// *Radiocarbon*, 1993, v.35, No 1, p. 215-230.

МОРФОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ ЧУКОТСКОГО И БЕРИНГОВА МОРЕЙ

Чукотское море омывает восточные берега Советской Арктики. Оно является типичным открытым шельфовым морем с суровым климатом и отличается тяжелыми ледовыми условиями. Береговая линия Чукотского моря в пределах СССР выровнена: здесь нет далеко выдающихся в море мысов или глубоко врезанных в сушу заливов. Исключением является лишь Колючинская губа, которая почти на 100 км вторгается в материк. Рельеф побережья разделяется на два типа. К морю подходят или холмистая низменность, или отроги прибрежной горной гряды, сложенной сланцево-известняковым комплексом палеозойских пород [Никольский, 1939; Рабкин, 1946]. Горы на значительном протяжении вытянуты параллельно береговой линии. В пределах низменности на многих участках в глубь суши по долинам рек вторглось море, благодаря чему возникли лиманы и лагуны, отшнурованные пересыпями. Отдельные мысы и массивы, подходящие к берегу, представляют собой интрузии гранитоидов. Они несколько обособлены от прибрежной горной гряды и имеют более сглаженный рельеф. Самые крупные среди интрузивных массивов — мыс Дежнева и мыс Сердце-Камень.

Прибрежную низменность слагают рыхлые отложения самого разнообразного состава. Их нижний горизонт представлен синими глинами. На отдельных участках синие глины переслаиваются с коричневыми структурными глинами, содержащими гальку. Поверх глин залегают пески и галечники с линзами глин и суглинков. Эти отложения плохо выдержаны по простиранию, располагаются на разных уровнях, имеют неправильную слоистость. Верхняя часть толщи представлена на многих участках суглинками, содержащими растительные остатки, и прослоями торфов.

Волновой режим Чукотского моря находится в прямой зависимости от циркуляции атмосферы в восточном секторе Арктики. Зимой, с октября по май, над Чукотским полуостровом располагает-

ся отрог Сибирского антициклона. От Алеутской барической депрессии в его сторону вытянута слабо выраженная ложбина. Летом область высокого давления формируется над Чукотским морем [Левонтьева, 1947]. В связи с этим над Чукотским морем почти всегда преобладают ветры северного и северо-западного направлений. Иногда в летние и осенние месяцы северо-западные ветры прерываются юго-восточными и южными, приходящими с циклонами из Берингова моря. Характер волнения очень сильно меняется в зависимости от ледовых условий.

Плавучие льды ограничивают период воздействия волнения на берега, а в зимнее время развитию волн препятствует береговой припай. Летом, когда часть времени ветры дуют с суши, а волны лишь изредка достигают штормовой силы, берега часто ограждаются от моря барьером из застамушенных льдин. Большие стамухи садятся на дно на глубинах 10—15 м в 3—4 км от берега. Они принимают на себя удары волн и между ними и берегом остается полоса спокойной воды. В отдельные годы на многих участках побережья лед остается у берегов в течение всего лета, что приводит к ослаблению воздействия волн на побережье. Береговые формы, созданные волнением, активно развиваются лишь в годы, когда ледовитость моря незначительна. Несмотря на это, в Чукотском море такие формы доминируют.

Некоторые исследователи считали, что плавучие льды производят в береговой зоне как денудационную, так и аккумулятивную работу [Панов, 1938] и что крупные аккумулятивные формы Чукотского побережья формируются в результате вспахивания и передвижения донных грунтов льдами и ледяными полями [Кальянов, 1938]. Однако на всем протяжении берегов Чукотского моря каких-либо заметных следов морфологической деятельности морских льдов не наблюдается. Отдельные борозды и другие микроформы на пляже и на подводном склоне обычно исчезают после штормов.

Большее влияние на морфологию берегов Чукотского моря оказывают мерзлотные явления [Каплин, 1971]. Многолетнемерзлые породы развиты на всей территории Чукотки. Почвы оттаивают лишь на 4—4,5 месяца и на глубину не более 0,6—1 м. Процессы, развивающиеся в результате оттаивания деятельного слоя, особенно сильно проявляются на берегах, образуя различные типы абразионно-солифлюкционного рельефа.

Суровость и сравнительная континентальность климата побережья, резкие колебания температур, обнаженность территории способствуют интенсивному проявлению процессов морозного выветривания, особенно на берегах, сложенных коренными породами [Зенкович, 1937]. Существенную роль играет многократное замерзание и оттаивание на внутреннем крае ледяного припая. Продукты выветривания пород береговых склонов под действием сил тяжести скатываются к урезу, отлагаются на пляже и подводном склоне и

включаются во вдольбереговое перемещение. В этом смысле процессы морозного выветривания аналогичны процессам солифлюкции — они разрушают клифы и пополняют береговую зону обломочным материалом.

Большое значение для динамики берегов Чукотского моря имеет современное относительное погружение побережья [Ионин, 1955; Буданов и др., 1957]. Оно привело к затоплению обширных пространств низменности, образованию специфических аккумулятивных форм (двойные бары), активизации процессов абразии и другим последствиям.

Динамика и морфология советских берегов Чукотского моря

В Чукотском море можно выделить 5 береговых районов (см. рис. 1).

I. Дежневский (между, мысами Дежнева и Уникын), включающий лагуны Уэлен и Инчовын.

II. Район мыса Сердце-Камень (между мысами Уникын и Сердце-Камень) с хорошо выраженными абразионными формами: здесь наиболее ярко проявляется влияние геологического строения берега на его динамику и морфологию.

Под береговым районом мы понимаем береговой участок, включающий часть суши и подводный береговой склон, в пределах которых как отдельные формы, так и типы берегового рельефа образуют такой геоморфологический ландшафт, который свойствен только данному району и отличается от, других, находящихся в непосредственной близости от него.

III. Джэнрэтлейский (от мыса Сердца-Камень до восточной оконечности островов Серых Гусей), отличающийся своеобразием лагун и широтной ориентацией береговой линии.

IV Ванкаремский (от о-вов Серых Гусей до мыса Ванкарем), включающий разнообразные аккумулятивные формы и примыкающие к ним абразионные участки различного строения.

V. Шмидтовский (между мысами Ванкарем и Якан), характеризующийся мощными аккумулятивными формами, включающими коренные останцы. Лагуны этого района не имеют себе равных по размерам в Чукотском море; береговая линия здесь полностью выровнена.

Дежневский береговой район, помимо самих лагун Уэлен и Инчовын, включает прилегающие к ним абразионные участки берега. Лагуны располагаются среди низменностей, которые, соединяясь, образуют обширную прибрежную равнину с холмисто-западинным рельефом. Высота отдельных холмов достигает 100 м, они беспорядочно разбросаны среди равнины и большая их часть тяготеет к горным массивам и грядам (Дежневскому массиву, массиву горы Инчовын и т. п.). В основании холмов залегают коренные породы, кото-

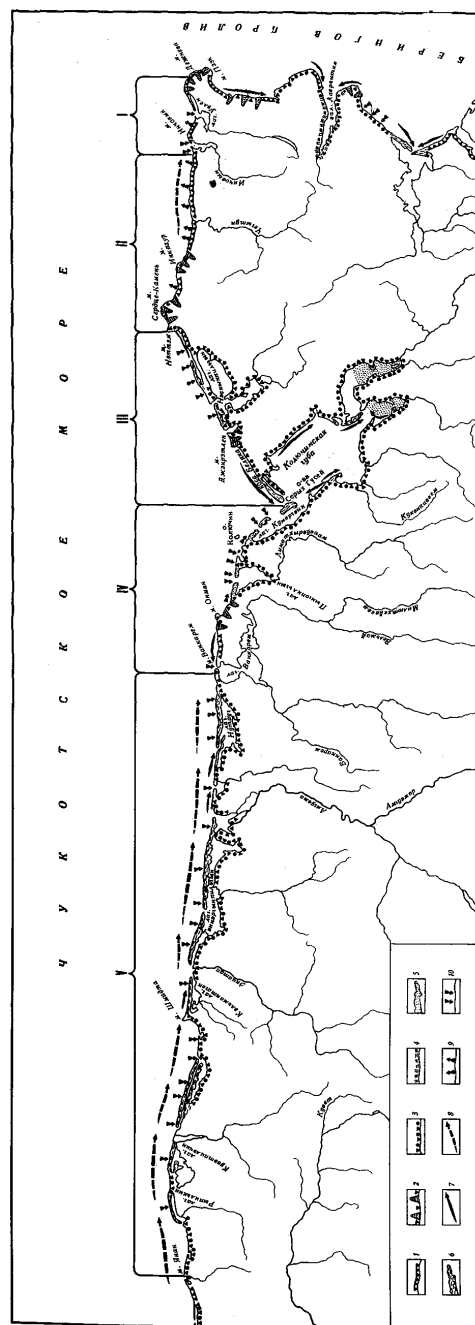


Рис. 1. Картограмма динамики и морфологии берегов Чукотского моря.
 1 — активные клифы; 2 — абразионно-денудационные берега; 3 — абразионно-солифлюкционные берега; 4 — берега, формируемые неволновыми факторами; 5 — аккумулятивные формы; 6 — береговые валы; 7 — береговые валы; 8 — участки с тенденцией к одностороннему перемещению материала вдоль берега; 9 — участки, на которые материал поступает с суши; 10 — участки, где наносы поступают со дна. Римскими цифрами обозначены береговые районы

рые обнажаются лишь на берегах лагун, где склоны подмыты волнами. Коренные породы представлены хлоритовыми и глинистыми сланцами, пронизанными жилами кварца [Кирюшина, 1939]. Они перекрыты толщей рыхлых четвертичных отложений, мощность которых на разных участках зависит от рельефа. В состав этих отложений входят морские синие глины и суглинки. В верхней части толщи залегают пески, суглинки, глины, галечники и валуны, видимо, ледникового и водно-ледникового происхождения. Прибрежную равнину пересекает несколько рек. Они сильно меандрируют, разбиваются в районе устьев на множество протоков и впадают в лагуны, а поэтому мало влияют на динамику морского берега. В долинах некоторых из них сохранились лишь останцы террас.

По холмисто-западинной низменности разбросаны многочисленные озера. Большинство из них вытянуто в направлении с юга на север. Озерный холмисто-западинный рельеф низменности имеет, видимо, водно-ледниковое происхождение. В результате послеледниковых процессов солифлюкции и вследствие проявления некоторых других мерзлотных процессов рельеф равнин несколько изменился, хотя коренных преобразований не претерпел.

На прибрежной равнине возвышаются горные массивы Дежнева и мыса Инчовын. Массив Дежнева, занимающий площадь около 125 км², сложен в основном гранитами, кварцевыми и нефелиновыми сиенитами [Никольский, 1937, 1939; Тихомиров, Рабкин, 1937]; высшая отметка его — 740,8 м. Западные склоны массива более пологи, чем обращенные к морю восточные. Поэтому долины рек, стекающих с западной его стороны, имеют большую протяженность. Высшая отметка массива Инчовын 365 м; он меньше, чем массив Дежнева, и по площади, но более расчленен. Сложен этот массив сланцевыми сильно метаморфизированными, филлитовидными породами [Гатиев, 1939]. Такое геологическое строение обусловило более глубокое врезание рек в его склоны.

Таким образом, в пределах рассматриваемого района выделяются два типа рельефа: 1) прибрежная, холмисто-западинная озерная низменность и 2) среднегорные массивы с древнеледниковыми формами и сглаженными склонами, прикрытыми плащами осыпей. Соответственно здесь выделяются два типа берега: низменный лагунный и гористый, абразионно-денудационный.

Лагуны Уэлен и Инчовын имеют много общих морфологических черт и возникли, по-видимому, в одинаковых условиях. Обе в своих очертаниях сочетают признаки и лагун, и лиманов, но вторая более проста по конфигурации. Ее образование связано с затоплением устьевой части долины р. Инчовын при новейшей трансгрессии моря [Ионин, 1955; Каплин, 1957]; возникший при этом лиман в дальнейшем был отделен от моря пересыпью. Лагуна Уэлен состоит как бы из двух разнородных участков: ее юго-западная часть представляет лиман, а участок, вытянутый вдоль берега моря, является

классическим образцом лагуны. Возможно, и лагуна Инчовын имела в прошлом более сложные очертания, упростившиеся при отступании пересыпи в сторону суши.

Пересыпь лагуны Инчовын — мощное аккумулятивное образование. Она не только перегораживает входную часть лагуны, но и продолжается вдоль низменного берега к западу в виде хорошо выраженного морфологически берегового вала. Местами этот вал смыкается к суше, а иногда за ним остается цепочка узких мелководных озер и лагун. Создается впечатление, что пересыпь на этом участке постепенно надвинулась на прибрежную равнину. В таком случае цепочка озер и лагун является реликтом большой лагуны, акватория которой протягивалась с юго-востока на северо-запад от мыса Инчовын до мыса Уникын и, подобно Уэленской лагуне, сообщалась с лиманом проливом.

О смещении пересыпи лагуны Инчовын в сторону суши свидетельствует ряд геоморфологических признаков: она размывается со стороны моря и в то же время тыловой частью надвигается на вторичные аккумулятивные формы типа азовских кос. Отступление пересыпи наглядно прослеживается и в ее строении. Так, в обнажении, вскрытом одной из пересекающих ее протоков, можно видеть, что наклонные слои юго-западного падения срезаются более молодыми северо-восточного падения, как бы наложившимися на первую серию.

Пересыпь лагуны Уэлен не имеет таких ярких признаков смещения, хотя, видимо, и она движется (или двигалась) в сторону суши, только, может быть, более медленно. Эта пересыпь состоит из двух мощных береговых валов и по своему строению напоминает аккумулятивные образования, названные В.П. Зенковичем [1952а] двойными барами. Первый (со стороны моря) вал имеет значительную высоту и занимает по ширине почти всю пересыпь. Параллельно ему протягивается второй, невысокий вал, сформированный, видимо, волнением внутри лагуны. Между валами располагается цепь вторичных лагун, которые протоками соединяются с основной лагунной акваторией; образовались они, по-видимому, вследствие затопления средней части пересыпи при повышении уровня моря.

Профили подводных склонов обеих пересыпей отличаются своеобразными очертаниями. На глубинах 8—10 м на них хорошо заметны ступени размыва, ниже которых профиль имеет вид плавной вогнутой кривой, близкой к теоретическому профилю равновесия аккумулятивного подводного склона. Эта нижняя часть, профиля была, вероятно, выработана при более низком уровне моря. Образование же ступени размыва можно связывать с быстрой трансгрессией моря, которая, видимо, произошла в недавнем прошлом.

Последнее подтверждается анализом строения подводного берегового склона пересыпей и распределением по крупности покрывающих его наносов. Галечно-песчаная пересыпь лагуны Инчовын

уходит под урез моря крутым свалом. Однако галька быстро сменяется полем чистого песка. По мере удаления ют берега резко ухудшается сортировка наносов, и вскоре вновь появляются галька и даже небольшие валуны. Видимо, здесь обнажаются рыхлые толщи ледникового и водно-ледникового происхождения, оказавшиеся на дне в результате повышения уровня моря.

В процессе быстрой трансгрессии происходил размыв и подобные ступени размыва, возникшие в ходе перестройки верхней части подводного берегового склона волнами, встречаются во многих районах, испытавших быстрое относительное погружение [Каплин, 1957, 1959, 1964; Леонтьев и Айбулатов, 1956]. Аналогичная картина отмечается и на подводных склонах многих аккумулятивных форм в Беринговом море [Ионин, 1958; Щербаков, 1959] где песчано-галечный материал поступал на построение пересыпи от абразии соседних коренных участков берега

Пересыпь лагуны Уэлен сложена в основном галькой и тоже имеет у уреза крутой свал глубин, по мере возрастания которых галька здесь также быстро сменяется песчаным материалом. Формировалась эта пересыпь, по-видимому, тем же путем, что и пересыпь Инчовын, а преимущественно галечный состав ее можно объяснить особенностями образования и современной динамики. Возможно, что на первых этапах формирования пересыпи материал на нее поступал в основном путем поперечного перемещения вследствие размыва дна в процессе трансгрессии. На пересыпь в основном подавался галечный материал, а песок перемещался вниз по склону и концентрировался на дне. Впоследствии, уже при уровне, близком к современному, когда наметилась некоторая его стабилизация, пересыпь подвергалась перестройке в условиях сокращенного поступления донного материала.

Вывод о длительном поступлении наносов со дна подтверждает петрографический состав гальки, слагающей указанные пересыпи. Здесь встречаются гальки сиенита и разнообразных изверженных пород, хотя соседние абразионные участки сложены сланцами, а поступать вдоль берега издали галька не может из-за мысов - непропусков. Кроме этого, местный материал однороден по размеру и хорошо окатан. Источником такого материала, как видно, служили четвертичные водно-ледниковые толщи, слагающие прибрежную равнину и дно.

В лагунах наносы перемещаются вдоль коренных берегов и тыльных сторон пересыпей. Очертания их акваторий изменяются, следовательно, не только в связи с медленным движением пересыпей в сторону суши, но и в результате формирования на их внутренних берегах двоичных серповидных баров, аккумулятивных выступов и других аккумулятивных форм. Вследствие этого, как показал В.П. Зенкович [1962б], береговые линии лагун вначале расчленяются, а затем выравниваются, а сами лагуны разбиваются на ряд аква-

торий с овальными очертаниями.

Таким образом, развитие лагун в описываемом районе можно представить в следующем виде. Предгорная, сложенная водно-ледниковыми отложениями равнина испытала в послеледниковое время опускание. Затопленные ее участки, более пологие, чем верхняя часть подводного берегового склона, подверглись интенсивной волновой переработке. Волны, формируя профиль равновесия, размывали верхнюю часть склона, выбрасывали на берег наносы и строили береговые валы в зоне накопления пляжа. Постепенно эти валы надстраивались, превращаясь в мощные пересыпи. При сильных штормах материал, выбрасываемый со дна, перемещался прибойным потоком на тыловую часть пересыпей, вследствие чего они отступали в сторону суши, но значительно медленнее, чем затоплялись расположенные за ними участки прибрежной низменности. Фильтрующиеся через пересыпи морские воды вместе с водами подпруженных рек растекались по поверхности погружающейся равнины, заливали понижения рельефа (особенно устьевые части долин) и образовывали обширные отчлененные от моря лагуны и лиманы, в которых формировались вторичные аккумулятивные формы. Кроме того, в процессе поднятия уровня моря была затоплена средняя часть пересыпи Уэленской лагуны, и здесь образовался двойной бар. Пересыпь лагуны Инчовын на многих участках примкнула к берегу, оставив отчлененный лиман только в устье р. Инчовын. Современный этап в развитии побережья характеризуется замедлением темпа поднятия уровня моря и ослаблением процессов перестройки подводного склона. Подобным же образом формировались пересыпи и на лагунном побережье Камчатки, где наносы поступают к берегу также, в основном, с дна путем поперечного перемещения [Зенкович, 1960].

К низменностям, в пределах которых располагаются лагуны, примыкают горные массивы мысов Дежнева и Инчовын. Там, где горы подходят к морю, к пересыпям лагун примыкают абразионные участки берега. Граниты и сиениты, слагающие массив мыса Дежнева, в результате морозного выветривания раскалываются на столбчатые отдельности, которые хорошо заметны на склонах, обращенных к морю. Эти склоны покрыты мощными осыпями, и у их подножий обломочный материал накапливается в виде больших навалов в зоне уреза и нередко, до глубин 5—6 м. Навалы образуют естественный волнолом, защищающий берег от размыва. Поэтому клифы здесь ниже и хуже выражены, чем в местах выходов сланцев и известняков (район мыса Инчовын), где обломочный материал на склонах не удерживается и уносится волнами. На таких участках клифы очень высокие и почти отвесные, а реки обрываются к морю висячими устьями (водопадами).

Абразия этих участков берега идет весьма интенсивно; существование же висячих устьев свидетельствует о том, что подмыв

клифов происходит относительно быстрее, чем врезание горных потоков.

Береговая линия в районах обоих горных массивов довольно извилистая. Неровности ее обусловлены структурой и трещиноватостью пород, обнажающихся в клифе. Карманные бухты и волноприбойные ниши заложены по трещинам, а мысы и выступы берега приурочены к жилам и дайкам наиболее твердых пород. Мыс Дежнева, в частности, обязан своим существованием выходу граносиенитов. Выровненные участки прослеживаются там, где клифы сложены известняками или сланцами. На профилях подводного склона против абразионных участков можно отметить ряд выпуклостей и много неровностей. До глубин 5—7 м здесь прослеживаются глыбы, а ниже (10—18 м) — галька и гравий. Глубже 20 м и против абразионных и аккумулятивных участков на дне залегает темно-серый среднезернистый песок. На глубинах 30—50 м среди песка встречается много гальки и угловатых обломков, которые принесены сюда плавучими льдами.

В целом динамика берегов Дежневского района характеризуется агрессивным воздействием моря на сушу. На абразионных участках береговая линия отступает в ходе разрушения клифов под действием морских волн и морозного выветривания, а на аккумулятивных — в результате движения пересыпей в сторону коренного берега. Этот процесс в значительной степени стимулируется медленным относительным погружением суши.

Район мыса Сердце-Камень — это в основном участок развития палеозойских пород, слагающих прибрежную горную грядку. На юго-западе района вершины главного водораздела сложены нижнепалеозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами [Гатиев, 1939]. К северо-востоку породы нижнего палеозоя сменяются известняками и сланцами силура и девона. К морю выходит наиболее молодая свита, представленная песчаниками и сланцами среднего и верхнего карбона. Породы, слагающие побережье, сильно дислоцированы, прорваны интрузиями гранитоидов. Многие трещины в них заполнены кальцитом, жилы которого хорошо заметны в береговых уступах. Благодаря этому видное место в рельефе занимают селективные формы (кекуры, абразионные останцы, гребни и т. п.), образовавшиеся в результате денудации пород различной устойчивости. Многочисленные тектонические трещины предопределили формирование эрозионных врезов, желобов осыпания и волноприбойных ниш.

Средние высоты прибрежной гряды здесь — 400 – 600 м. Отделенные друг от друга глубоко врезанными долинами отдельные части этой гряды представляют собой хорошо выраженные, в рельефе обособленные вершины с крутыми склонами. Большинство рек пересекает склоны гряды по узким плохо разработанным долинам и обрывается к морю висячими устьями. Более крупные реки текут в

широких доледниковых долинах, нередко меандрируют в их пределах и имеют хорошо выраженные террасы высотой 15—20 м. Среди прибрежных вершин резко выделяются более сглаженными склонами массивы Инкигур и Сердце-Камень. В отличие от большинства прибрежных гор оба они сложены не сланцами или песчаниками, а гранитами, сиенитами и граносиенитами [Тихомиров и Рабкин, 1937]. К морю горы повсеместно, исключая лишь бухты в районе массива Сердце-Камень, обрываются крутыми береговыми уступами.

В целом береговая линия выровнена и только гранитные интрузивные массивы Инкигур и Сердце-Камень выдвигаются далеко в море. Выровненность обусловлена, прежде всего, структурными особенностями рельефа. Берег района можно отнести к типу продольных, так как прибрежная горная гряда вытянута параллельно ему. Отступление берега в результате волнового размыва почти на всем протяжении участка, сложенного песчано-сланцевой толщей, идет равномерно и, видимо, довольно интенсивно. Отдельные выступы, кроме мысов, обусловленных выходами гранитных интрузий, мало примечательны и почти не выдаются за общую линию берега, создавая лишь ее вторичную изрезанность. Причины образования мелкой зубчатости береговой линии различны. Наряду с указанными ранее - это результат неравномерного отступления склонов прибрежных вершин из-за их неодинаковой высоты. Таким образом, на всем протяжении берег абразионный, с высокими активными клифами.

В строении и облике абразионных обрывов, сложенных разными комплексами пород, наблюдается большое различие. Клифы в сланцах или известняках обрывисты, часто нависают карнизами; их поверхность более ровная, и они слабо расчленены эрозионными бороздами. У подножий таких клифов обломочного материала немного, хотя нередко прослеживаются неширокие пляжи, сложенные хорошо окатанной галькой. На участках, где к морю выходят граниты, клифы менее высокие; они в значительной мере выположены и прикрыты обломочным материалом. Отдельные выступы и навалы глыб создают здесь большую изрезанность береговой линии, чем на участках развития сланцевых пород. Такие навалы защищают берег от абразии и замедляют темп его отступления, что обусловило образование далеко выдвинутых мысов Инкигур и Сердце-Камень, береговые склоны которых разрушаются главным образом вследствие морозного выветривания и других субаэральных процессов. При этом породы распадаются на глыбовые матрацевидные отдельности, сглаженные углы которых придают склонам мягкие очертания.

Аккумулятивных надводных форм в рассматриваемом районе немного. Даже такая большая река, как Чегытун, имеет сравнительно небольшую лагуну, отделенную от моря пересыпью. Эта лагуна значительно меньше лагуны Дежневского района и представляет собой лишь расширение долины реки при впадении ее в море. Пере-

сыпь при устье образована в результате аккумуляции материала, передвигающегося вдоль берега. Местный лоток наносов, существующий здесь, завершается, таким образом, широким пляжем и косой, отчленившей устье реки. Интересными морфологическими формами являются глыбовые косы на мысах Ительмен и Нэттэм. Мыс Ительмен — это вытянутая к западу низкая гряда, сложенная глыбами и валунами диаметром до 2 м. Большинство валунов хорошо окатано. Возникла гряда, по-видимому, в результате разрушения выступающего в море окончания мыса. При выветривании слагающие его граниты распались на отдельные сглаженные глыбы, из которых волнами и была сформирована в дальнейшем коса на коренном фундаменте. Такие же формы есть также в бухте между мысами Нэттэм и Кейлу.

Бухта между этими мысами замечательна своеобразным фестончатым очертанием береговой линии. Ее берега сложены плотными разномеристыми граносиенитами, прорванными несколькими дайками разномеристых сиенитов, которые в нескольких местах обнажаются в береговых уступах. Разномеристые сиениты быстро разрушаются, и поэтому клиф на участках их выходов отступил в сторону суши, а участки, сложенные гранитами, образовали выступы берега. Вторичные бухточки, заложившиеся в сиенитах, имеют прямоугольные очертания в соответствии с формой выходов интрузивных даек.

Различие в строении подводных склонов на участках берега, сложенных гранитными породами (рис. 2, а, б) и сланцево-известняковой толщей (рис. 2, в, г), выражается, прежде всего, в раз-

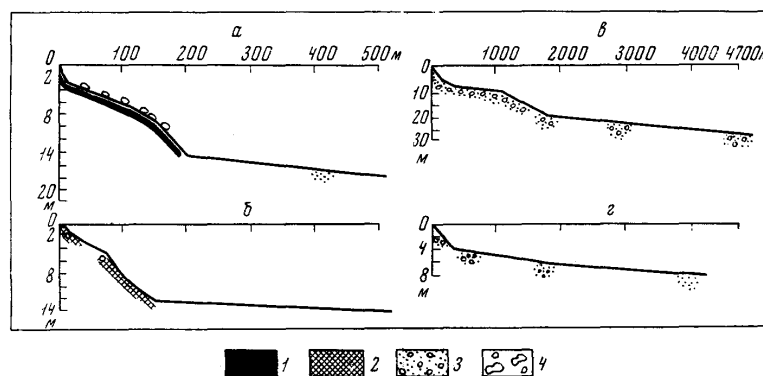


Рис. 2. Типичные профили подводного склона у абразионных берегов Чукотского моря, сложенных гранитами (а, б) и породами сланцево-известняковой толщи (в, г).

ной степени выработанности их профилей. Граниты с трудом поддаются абразионному воздействию моря, и поэтому на выработан-

ных в них профилях нет хорошо выраженных абразионных террас и перегибов, обусловленных размывом. Лишь на глубинах свыше 10—15 м на подводном склоне намечается резкий перегиб, за которым дно выполаживается. Это, возможно, свидетельствует о том, что пологая часть склона была образована при более низком уровне моря.

Против участков, сложенных сланцево-известняковой толщей, подводный береговой склон имеет выраженные следы абразионного воздействия волн. В приустьевой зоне здесь почти нет больших глыб, так как при разрушении сланцевых пород образуется в основном мелкообломочный материал, который постепенно истирается, окатывается и разносится по карманам пляжам или оттягивается на глубину. Верхняя часть подводного склона до глубин 8—10 м обычно лишена наносов. На некоторых профилях на глубине 4—5 м выражена абразионная площадка. Ниже 8—10 м уклон дна постепенно уменьшается.

Характерным для района мыса Сердце-Камень является распределение наносов на подводном береговом склоне. Скальные бени и навалы глыб и валунов здесь в общем нешироки. Они резко сменяются современными рыхлыми наносами, в виде довольно чистых песков, которые прослеживаются на большое расстояние от берега. К ним лишь местами примешивается галька. Таким образом, здесь нарушена обычная последовательность смены осадков у коренных берегов, когда обнаженное скальное дно постепенно сменяется грубым, а уж затем мелким материалом. Можно предполагать, что это объясняется некоторыми особенностями геологического строения и истории, развития данного района.

По-видимому, в прошлом гряда Сердце-Камень представляла собой изолированный массив среди обширной ледниковой равнины, северная часть которой была затоплена вследствие трансгрессии моря. Коренные породы гряды быстро погружаются к северу и уже близ уреза уходят под слой четвертичных отложений. Эти толщи, переработанные волнами при трансгрессии, и явились источником песчаного материала на дне.

В общем, для рассматриваемого района характерно резкое отличие динамики берегов на участках с разным геологическим строением. Это проявляется как в надводных, так и в подводных формах рельефа и обусловлено неодинаковой устойчивостью пород к процессам выветривания и абразии.

Джэнрэтленский береговой район. К западу от массива Сердце-Камень берег становится низменным. Горы отступают далеко на юг и только у мыса Джэнрэтлен отрог горной гряды выдвигается в море на фоне выровненной береговой линии всего района. Массив Джэнрэтлен и остров Идлидья—единственные выходы Коренных пород на этом участке побережья. Остальная его часть сложена рыхлой толщей теска, супесей и суглинков с прослоями торфяников и органических, часто обугленных остатков. По генезису рых-

лая толща является континентальной; большую часть отложений составляют осадки лагун, ледниковых потоков, тундровых озер и болот.

Рельеф прибрежной равнины озерно-западинный. Возникновение большинства озер, возможно, связано с проявлением процессов суффозии и просадок в песчаных и супесчаных отложениях. Непосредственно к морю равнина подходит только на участке от мыса Джэнрэтлен до косы Беляка; остальная часть побережья изобилует лагунами, отделяющими прибрежную равнину от моря. Лагуны весьма своеобразны как по морфологии, так и по происхождению; некоторые из них не являются собственно лагунами, хотя напоминают их по очертаниям.

Одним из таких образований является залив Нэскынпильгын, носящий на гидрографической карте наименование лагуны. В действительности же это обширный морской залив с узким и мелким входом. От моря и от акватории лагуны Мааминпильгын он отделен неширокими полосами низменной тундры, очень похожими на обычные пересыпи лагун. Берега залива абразионные. Его ложе, по всей видимости, выработано реками в послеледниковое время. Возможно, что в образовании обширной низменности, занятой сейчас водами залива, принимали участие и термокарстовые процессы. При относительном опускании суши низменность была затоплена водами подпруженных рек, а образовавшееся озеро узкой протокой соединилось с морем.

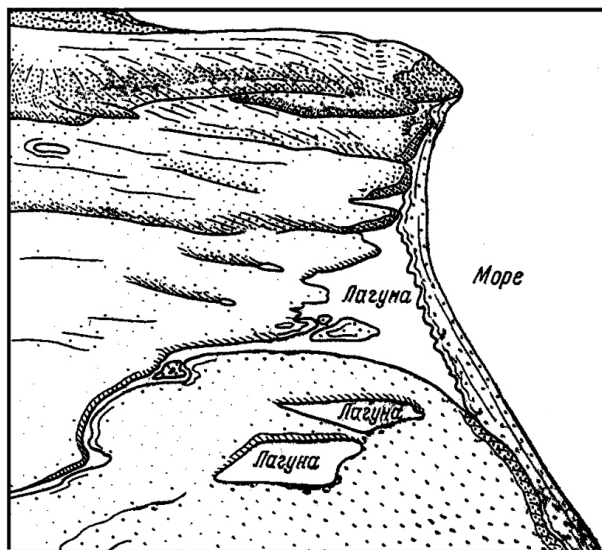


Рис. 3. Схема лагуны, образованной при отчленении устья реки

Между заливом Нэскынпильгын и мысом Джэнрэтлен среди низменной тундры располагается еще несколько лагун-озер, приуроченных главным образом к устьям речных долин, как это показано на рис. 3. Реки, пересекающие прибрежную низменность, мало врезаны, но имеют широкие долины, по

которым блуждают их русла. Поэтому лагуны, возникающие при подтоплении долин, как правило, широкие и мелкие. Иной вид имеет лагуна Айненякун, вытянутая по долине в устье одноименной реки. Она отделена от моря пересыпью, в которую включены коренные останцы суши. Некоторые же лагуны приурочены к озеровидным расширениям послеледниковых долин, характерным для областей недавнего оледенения. К ним относится, например, расположенная в том же районе лагуна Ваампильгын, соединенная с морем узкой извилистой протокой, которая нередко сохнет, превращая лагуну в озеро.

Весьма своеобразной по своим морфологическим особенностям является лагуна Мааминпильгын, которая вытянута вдоль берега узкой полосой на несколько десятков километров. Пересыпь этой лагуны имеет сложное строение (рис. 4). Со стороны моря ее берего-

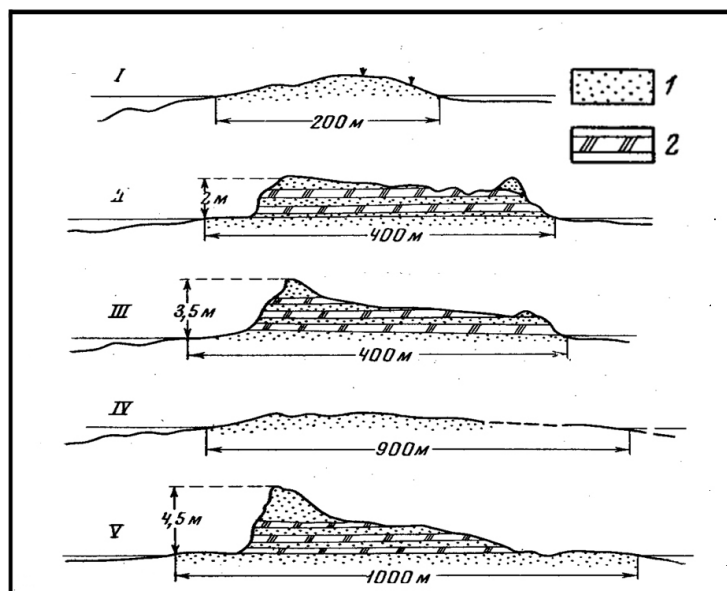


Рис. 4. Схематические разрезы (I—V) пересыпи лагуны Мааминпильгын (слева — море, справа — лагуна). 1 — песок; 2 — торф

вая линия выровнена, со стороны лагуны — сильно расчленена. Пересыпь местами расширяется и выдвигается в акваторию лагуны на несколько сотен метров, а местами сужается, увеличивая ширину лагуны. На некоторых участках, например близ восточного края, ширина пересыпи не более нескольких десятков метров. На ее поверхности здесь отмечаются многочисленные следы волновых заплесков, судя по которым прибойный поток при сильных штормах свободно переливается через тело пересыпи. Верхняя граница пляжа

расплывчата, и он незаметно переходит в песчаный вал, образующий собственно пересыпь (рис. 4, I, IV). На других участках ширина пересыпи возрастает до нескольких сотен метров и более. В таких местах непосредственно от пляжа поднимается отвесный береговой уступ, от бровки которого поверхность пересыпи понижается в сторону суши, переходя в низкую тундру (рис. 4, II, III, V). Никаких следов деятельности моря на поверхности этих участков пересыпи не отмечено, в то время как на узких их очень много. Как видно, последние, созданные морем, соединяют расширенные отрезки, являющиеся коренными останцами прибрежной равнины. Пересыпи подобного строения, описанные В.К. Леонтьевым и О.К. Леонтьевым [1956], есть на Азовском море и на Байкале; отмечены они и на польском побережье Балтийского моря [Каплин и Болдырев, 1960].

В клифах коренных останцов, включенных в пересыпь лагуны Мааминпильгын, обнажаются торфяники, перемежающиеся слоями песка мощностью 5-8 см; вдоль берега моря поверх этих отложений залегает невысокая гряда дюн (рис. 4, II, III, V). За дюнами поверхность пересыпи понижается к лагуне, где вновь обнажаются торфяники. Слоистые отложения с морской стороны останцов возникли, видимо, вследствие длительного поступления песка со дна к берегу. Из этого песка формировались и гряды дюн. В отдельные периоды, связанные, очевидно, с повышением ледовитости моря, наступали перерывы в подаче песка, во время которых дюны частично развеивались, частично покрывались растительностью и постепенно их поверхность заторфовывалась. Новая гряда дюн формировалась на поверхности торфяников, и процесс этот повторялся неоднократно.

Накопление слоистых отложений в береговых уступах пересыпи связано с процессами образования и развития лагуны. Как и все другие, лагуна Мааминпильгын образовалась при затоплении прибрежной холмисто-западинной низменности в результате трансгрессии моря. Вершины многих холмов остались при этом незатопленными и выступали из воды в виде островов, беспорядочно разбросанных среди мелководья. Первоначально линия берега была, по-видимому, сильно изрезанной, но в ходе трансгрессии происходила интенсивная ее переработка. Острова усиленно размывались со стороны моря, пока не оказались смещенными на одну линию, а песчаные продукты их размыва распределялись волнами вдоль берега. В ходе трансгрессии под уровнем моря оказались сложенные песком участки дна с невыработанным профилем. Поскольку первоначальный уклон затопленной прибрежной низменности был незначительный, волновой переработке подверглась очень широкая зона дна. Большая часть наносов перемещалась волнами к берегу и выбрасывалась в прибойной зоне. Из этого материала строилась пересыпь лагуны. Часть песка переносилась ветром и отлагалась на поверхности коренных останцов прибрежной равнины. Со временем пересыпь, отступая в сторону суши, примкнула к фронту островов, обра-

зовав аккумулятивные перемычки между ними. Одновременно продолжалось накопление слоистой толщи и формирование широкого пляжа. В настоящее время такой пляж имеется на всей пересыпи, и коренные ее участки размываются лишь при сильных штормах.

На подводном склоне вдоль берега тоже тянется широкая полоса чисто песчаного материала, нарушаемая только небольшим полем грубых отложений у о-ва Идлидя.

Несомненно, что в формировании аккумулятивных перемычек играло некоторую роль вдольбереговое перемещение наносов, благодаря чему материал с размываемых волнами коренных останцов поступал на аккумулятивные участки пересыпи. Но роль эта не могла быть значительной, поскольку на подводных валах, довольно четко прослеживающихся на морском склоне пересыпи, распределение материала характерно для берегов, где нет хорошо выраженного однонаправленного вдольберегового движения наносов. Продолжающееся накопление на поверхности коренных останцов масс песка свидетельствует о том, что выброс его со дна продолжается [Ульст, 1959]. Свидетельствуют об этом и огромные запасы песка на подводном береговом склоне. Однако, вследствие развевания поверхности пересыпи, значительного расширения ее за счет аккумуляции песчаного материала не происходит. Возможно, что в настоящее время пересыпь остается стабильной, а в отдельные периоды даже размывается. Уменьшение количества материала, поступающего со дна берегового склона, в этом районе уже в какой-то мере соответствует динамическому равновесию наносов данной крупности. Процессы переработки подводного берегового склона стали менее интенсивными, видимо, и в связи с замедлением темпа трансгрессии.

В западной части описываемого района располагается мощная аккумулятивная форма — коса Беляка. Она состоит из двух ветвей, между которыми заключена лагуна того же названия, и на первый взгляд кажется сложным образованием типа двойного бара. Однако более внимательное изучение показывает, что ветвь косы, отделяющая лагуну Беляка от Колючинской губы, — не аккумулятивная форма, а низменный полуостров, сложенный рыхлыми глинистыми и песчано-суглинистыми отложениями, толща которых обнажается на северном берегу Колючинской губы и является, как и «пересыпь» лагуны Нэскыштылын, частью прибрежной равнины. Северная часть косы Беляка представляет собой аккумулятивную форму свободного типа. Конец ее утолщен и отогнут к юго-западу, а корневая часть состоит из одного узкого песчаного вала, через который в штормовую погоду свободно перехлестывают волны. Ширина утолщенного окончания косы достигает нескольких километров. На его поверхности прослеживаются древние заросшие береговые валы, общее направление которых совпадает с конфигурацией береговой линии. Между валами располагаются

Конфигурация и морфология береговых валов свидетельству-

ет о том, что коса Беляка, видимо, сформировалась из материала, движущего с востока от абразионного участка, расположенного западнее мыса Джэврэтлен, где к морю выходит прибрежная равнина, сложенная песчано-галечными отложениями. Разрушение берегового обрыва происходит здесь не только вследствие абразии, но и в результате воздействия субаэральных процессов. Галечный материал, возможно, поступает и с мыса Джэврэтлен, который образован оконечностью выходящей к морю возвышенности, сложенной гранито-гнейсами. Клиф мыса Джэврэтлен имеет четко выраженные абразионные формы, свидетельствующие об интенсивном его размыве. Значительная часть обломочного материала, поступающего в прибрежную зону, образуется вследствие интенсивного физического выветривания верхних участков возвышенности.

В то же время ряд особенностей в характере наносов подводного берегового склона указывает на то, что абразия не может быть здесь единственным источником материала. У корня косы Беляка (к западу от мыса Джэврэтлен) там, где морем размывается прибрежная равнина, сложенная водно-ледниковыми отложениями, на довольно большом расстоянии от уреза на дне прослеживается зона распространения смешанного плохо сортированного песчаного и галечного материала. Местами обнаруживается даже примесь неокатанной щебенки. По-видимому, эта зона представляет собой выходы слагающих дно ледниковых и аллювиальных образований, аналогичных отложениям прибрежной равнины.

Нами уже отмечалось наличие таких отложений в Дежневском береговом районе; есть они и в Беринговом море [Щербаков, 1959]. Вероятно, и на рассматриваемом участке часть прибрежной равнины была затоплена в процессе послеледниковой трансгрессии моря. Об этом говорит наличие ступеней размыва на подводном береговом склоне, подобный таковому на подводных склонах пересыпей лагун Инчовын и Уэлен. Ступень размыва прослеживается до глубины 10 м, ниже дно резко опускается до глубин 20—25 м, а затем снова выполаживается. Верхняя пологая площадка, шириной на некоторых участках более 1000 м, является показателем не только размыва аккумулятивной формы в процессе длительного волнового воздействия, но и ее отступления в связи с новейшей трансгрессией, в процессе которой подводный береговой склон подвергся интенсивной переработке. Весь рыхлый материал вследствие малых уклонов выбрасывался на берег, а на глубине создавалась зона остаточного грубого материала.

Тенденция к перемещению материала в сторону берега существует здесь и сейчас, в результате чего на подводном береговом склоне выходы рыхлых ледниковых толщ не захоронены позднейшими морскими отложениями. Таким образом, в питании косы Беляка, образовавшейся вследствие продольного перемещения наносов, существенную роль играет и поступление материала со дна.

Остается неясным, почему наносы на этом участке движутся с востока на запад, тогда как из-за преобладания северо-западных ветров для берегов Чукотского моря более характерна тенденция к перемещению обломочного материала в восточном направлении. Объяснить это можно тем, что коса Беяка заслонена от волнения северо-западного направления участком берега к северу от входа в Колючияскую губу о-вом Колючин, и, очевидно, массивом плавучих льдов, который почти круглый год сохраняется в проливе Сергиевского между островом и материком. Для волн же северо-восточных румбов берег совершенно открыт.

В пределах Джэнрэтленского берегового района расположены два острова. Против лагуны Мааминпильгын, в полутора километрах от берега находится небольшой о-в Идлидья, сложенный сиенитами и гнейсами. С северной его стороны берег абразионный с хорошо выраженным активным клифом. С южной обращенной к материку стороны клиф отмерший; к нему примыкают небольшие аккумулятивные выступы, образованные в волновой тени острова из глыбового и валунного материала. Второй остров — Колючин — больше о-ва Идлидья. Он вытянут с юго-востока на северо-запад. Северо-западная его часть, наиболее узкая и плоская, отделяется уступом от приподнятой юго-восточной. Сложен остров в основном граносиенитами, разбитыми на трещины, заполненные кальцитом [Серпухов и Бойков, 1938]. Берега его почти на всем протяжении абразионные, причем на северном и восточном берегах абразия, видимо, наиболее интенсивна. С южной стороны к подножию клифа примыкает небольшая коса, образовавшаяся в волновой тени острова.

Ванкаремский береговой район. Прибрежная равнина распространяется сравнительно узкой полосой вдоль берегов этого района; горы приближаются здесь почти вплотную к береговой линии, а на участке у мыса Онмаи их гряда выдвигается в море. Рыхлая четвертичная толща, слагающая прибрежную низменность, представлена торфяниками, песками и глинами с включениями жильных льдов. Отложения плохо выдержаны по простиранию; в ряде мест береговой обрыв сложен двумя маломощными (10-15 см) горизонтами торфов, разделенными слоем голубоватых глин, мощностью около 20 см. Эта толща подстилается хорошо сортированными неслоистыми песками, в которых часто встречаются включения льда. Мощность торфяников и глин меняется по простиранию, а на некоторых участках они замещаются песком. Значительные участки прибрежной низменности сложены суглинками с включениями жильного льда.

Береговые обрывы, сложенные рыхлой толщей, интенсивно разрушаются под действием субаэральных процессов. Оплывины, состоящие из глины, в виде конусов выноса натекают на пляж и кое-где перекрывают его полностью. Интенсивному развитию процессов оплывания способствует наличие в толще прибрежных отложений

довольно значительных масс грунтового льда. Большой частью течение грунтов происходит по поверхности многолетнемерзлых пород, которые залегают близко к поверхности, и поэтому в процессах склоновой переработки участвует по существу весь сезонно-талый слой. В летнее время оплывание, связанное с протаиванием сезонно-талого слоя и таянием ледяных включений, настолько меняет морфологию береговых обрывов, что последние уже нельзя назвать абразионными, так как следы волнового размыва полностью перекрываются оплывинами. Последнее особенно характерно для берегов пролива Сергиевского, где как указывалось, почти круглый год морские льды блокируют сушу. Однако волновой размыв все-таки играет немалую роль в развитии берегов Ванкаремского района. Во время штормов волны размывают и уносят материал, снесенный с береговых обрывов, подрезая их подножия, что способствует активизации склоновых процессов и не позволяет установиться на склонах равновесию. В общем, на участках выхода к морю рыхлой толщи, представленной глинистыми и суглинистыми отложениями, распространен солифлюкционно-абразионный тип берега.

В целом рассматриваемый район отличается неоднородностью в строении абразионных берегов. Даже участки, сложенные рыхлой толщей, нередко имеют различный морфологический облик. Так, к востоку-северо-востоку от мыса Онман в клифе выходит толща песков без выраженной слоистости. Оплывание и оползание здесь развиты слабо. Береговой обрыв имеет абразионный облик и лишь кое-где прикрыт сползшей дерниной. Там, где рыхлые отложения, выходящие к берегу, представлены глинами и суглинками с включениями гальки и валунов, пляж сложен весьма неоднородным материалом; наряду с валунами и галькой здесь можно встретить и песок, очень тонкий, иногда глинистый. Ширина пляжа на таких участках невелика и иногда он перекрывается оплывшим материалом.

На участках берега, сложенных песком, пляж выражен лучше и представлен хорошо окатанной галькой и гравием, поступающими, видимо, с соседних участков.

Другой тип абразионного берега представляет участок между мысами Кэлзнэут и Онман, сложенный коренными породами. Оба мыса выдвинулись в море из-за большей, чем на пространстве между ними, высоты. На протяжении всего этого участка прослеживается хорошо выраженный почти отвесный клиф. В пологой бухте между мысами его высота меньше, чем на мысах. Клиф пересечен многочисленными трещинами, расчленяющими его поверхность на отдельные выступы.

Горные массивы, образующие названные мысы, имеют почти плоские вершины, от которых опускаются террасы. Хорошо выражены поверхности, двух из них: первая — вершина массива Кэлэизут с отметкой около 60 м и вторая, с отметкой 45—50 м. По мнению В.Г. Дитмара [1938], эти выровненные поверхности созданы морем и

являются типичными морскими террасами. Однако следов деятельности моря на них нами не отмечено, но так же, как и вершина о-ва Колючин, они покрыты каменными россыпями. Видимо, это нагорные террасы неабразионного происхождения, распространенные по всей горной Чукотке.

Большинство аккумулятивных форм Ванкаремского берегового района представлено пересыпями и косами, отделяющими от моря лагуны различных размеров. На участке от мыса Онман до лагуны Ванкарем отмечается ряд лагун, которые отчленены от моря косами, возникшими в результате аккумуляции наносов, поступающих с абразионных берегов. Такова, например, лагуна Эйкуй, отделенная от моря двумя небольшими косами.

Своеобразной аккумулятивной формой являются о-ва Серых Гусей. По своему морфологическому строению она напоминает косу, выросшую вследствие аккумуляции наносов, перемещающихся вдоль берега с севера на юг, и затем разорванную проливами на отдельные части. Однако, как уже отмечалось, преобладающие здесь волнения северо-восточного направления блокируются о-вом Колючин и массивом льда в проливе Сергиевского. Поэтому интенсивного движения наносов в сторону о-вов Серых Гусей с севера, видимо, не происходит. Кроме того, к северу от этих островов абразионные участки имеют довольно малое протяжение и вряд ли могут поставлять в прибрежную зону существенное количество обломочного материала. Вероятно, значительная часть наносов поступает на острова со дна, сложенного здесь песчано-гравийным материалом. Выброшенные к берегу наносы мигрируют вдоль самой формы в основном с севера на юг и юго-запад, образуя отогнутые окончания отдельных островов.

Конфигурация береговых валов на рассматриваемой аккумулятивной форме показывает, что направление миграций наносов вдоль о-вов Серых Гусей постоянно менялось под действием волнений различных румбов (рис. 5). Здесь можно выделить генерации валов северного простирания, валы, отклоняющиеся к юго-западу, и валы, имеющие почти широтное направление. Возможно, что некоторую роль в этом сложном перемещении наносов сыграли сгонно-нагонные течения у входа в Колючинскую губу. Она имеет чрезвычайно узкий вход, который часто к тому же блокируется льдом. При сгонах подпор вод, собирающихся с огромной акватории губы, бывает исключительно большим, и тогда вода устремляется в море через лагуну Кунергвин, отделенную от моря о-вами Серых Гусей. Из-за этого острова и не смогли соединиться в единую аккумулятивную форму, а образовали разорванный на отдельные звенья бар. Возможно, что если бы косу не защищал коренной п-ов Беяка, здесь также не образовалось бы единой аккумулятивной формы.

Вдоль береговой линии косы Беяка и о-вов Серых Гусей на подводном склоне хорошо выражены два желоба, образование кото-



Рис. 5. Схема береговых валов на о-вах Серых Гусей.
1 — песчано-галечные отложения; 2 — береговые валы

рых вероятнее всего связано с тем же оттоком воды из залива. Когда лед забивает вход в губу, свободной от него остается лишь полоса воды у самого берега, так как большие льдины из-за малых глубин не могут к нему прижаться. В узкое свободное пространство и устремляется вода, создавая мощное течение, формирующее желоба.

Интересной аккумулятивной формой является также пересыпь лагуны Ванкарем, расположенной в устье одноименной реки и поэтому имеющей характерную для лиманов конфигурацию. От моря лагуна отделяется двумя косами: меньшей юго-восточной, и более длинной — северо-западной. На этом участке равнодействующая волнения — юго-восточного направления (как и в пределах большей части берегов Чукотского моря), и наносы здесь имеют тенденцию к перемещению с северо-запада на юго-восток. Однако морфологические признаки свидетельствуют в пользу того, что юго-восточная коса Ванкаремской лагуны была создана в результате аккумуляций наносов,двигающихся в обратном направлении. Береговые валы на этой косе отклоняются к западу, а сама она несколько напоминает по очертаниям косу Беляка. Здесь берег также блокирован от преобладающих северо-западных волнений мысом Ванкарем, благодаря чему и создались благоприятные условия для возникновения небольшого по протяжению потока наносов с юго-востока.

Северо-западная Ванкаремская коса начинается за пределами

мыса Ванкарем от абразионного участка между лагунами Ванкарем и Нутауг. Ее рост, по-видимому, происходит в основном вследствие аккумуляции наносов, поступающих с северо-запада от этого абразионного участка. В районе мыса Ванкарем коса поворачивает к северу, причленяясь к коренному массиву, образующему сам мыс. Этот массив был когда-то островом, ныне соединившимся с сушией перереймой. Остров вытянут на 300—350 м с запада на восток и сложен гранито-гнейсами. В начальный период роста косы остров не оказывал влияния на ее формирование: она протягивалась в одном направлении, и лишь у протоки ее конец отгибался в сторону лагуны. По мере нарастания косы и причленения к ней новых серий береговых валов береговая линия приближалась к острову и поток наносов, попадая в его волновую тень, отклонялся к северу. Наиболее молодая серия береговых валов, таким образом, оказалась причлененной к острову.

Интересно, что описанная форма, видимо, питалась наносами, поступающими исключительно со стороны коренного участка суши. От острова наносы, по всей видимости, не поступали. Поэтому в восточной части перереймы не образовалось серий береговых валов, и она здесь, видимо, размывается, в связи с чем окончания древних береговых валов оказались срезанными.

Шмидтовский береговой район охватывает берег от мыса Ванкарем до мыса Якан, выровненный на всем протяжении. Исключением является лишь выдвигающийся в море мыс Шмидта. На остальных участках тянутся пересыпи, отделяющие от моря цепь обширных лагун. Широкою полосой между лагунами и приморской горной грядой занимает холмистая, прибрежная равнина, отметки поверхности которой не превышают 20—30 м [Дитмар, 1938]. Между холмами разбросаны многочисленные озера. Крупные реки (Амгуема, Экиатап и др.) пересекают эту низменность с юга на север. Они текут с гор, широко разливаются по равнине и разбиваются на отдельные протоки. В верховьях (в пределах горной гряды) указанные реки протекают по ледниковым долинам. Занимавшие эти долины ледники непосредственно к морю, видимо, не спускались, но их талые воды заливали прибрежную равнину и откладывали здесь большое количество водно-ледникового материала [Серпухов и Бойков, 1938]. Рыхлые отложения прибрежной равнины представлены галечниками, песком и суглинками. На правом берегу лагуны Амгуема, например, в береговом обрыве сверху вниз наблюдается следующая последовательность отложений: чередующиеся прослои торфяника и песка общей мощностью 2 м; песок желтый среднезернистый мощностью 4 м; супесь серая с растительными остатками и с отдельными гальками мощностью 4 м. В районе устья реки Экиатап широко развиты галечники.

Приморская горная гряда, тянущаяся на большом протяжении вдалеке от берега, у Мыса Шмидта подходит к нему вплотную, за-

тем вновь отступает и приближается к морю уже только в районе мыса Якан, где обрывается крутыми скалами. Горы сложены в основном мезозойскими отложениями, объединяемыми под общим названием песчанико-сланцевой толщи, представленной глинистыми сланцами, углистыми сланцами и песчаниками. В районе мыса Шмидта обнаружены эффузивные породы, встречающиеся в виде покровов диабазов, кварцевых порфиров и альбитофиров. Микрогаббровая диоритовая интрузия, прорывающая толщу углистых сланцев, обнажается в виде выступающих в море утесов Вебера и Кожевникова [Серпухов и Бойков, 1938]. Последний соединен с сушей переймой, сложенной щебнем. Она образовалась вследствие слияния двух растущих навстречу друг другу (от материка и утеса) аккумулятивных форм. Утес Вебера соединен с сушей коренным перешейком, сложенным сланцами.

В сторону моря оба утеса обрываются высокими клифами, имеющими одинаковое строение. Клифы разбиты вертикальными трещинами, которые подчеркивают столбчатые отдельности породы, созданные выветриванием. Вдоль берегов от утесов тянутся абразионные выступы и вторичные мыски, разделенные миниатюрными бухтами, в вершинах которых громоздятся навалы глыб. Подводный склон против мыса Шмидта, как и на других абразионных участках Чукотского моря, слабо выработан и не имеет отчетливо выраженной подводной террасы. Профиль склона очень неровный и довольно крутой. Дно выполаживается только с глубин 7—8 м.

В целом побережье рассматриваемого района лагунное. Лагуны Нутаут и Тэнкэргынпильгын относятся к числу наиболее крупных на побережье Чукотского моря. Большинство лагун соединяется между собой протоками, образуя единую цепь общей длиной более 100 км. Лагуна Кувэтлильчин, узкой полосой вытянутая вдоль берега, превышает по протяжению 50 км. Все лагуны района мелководны.

Различные по морфологии лагуны и пересыпи Шмидтовского берегового района развивались примерно в одинаковых условиях и под действием одних и тех же берегоформирующих факторов.

На всем протяжении берега равнодействующая волнения направлена здесь с северо-запада на юго-восток. В связи с этим и обломочный материал имеет тенденцию к перемещению в том же направлении. В пользу этого свидетельствует конфигурация береговых валов на пересыпях лагун и очертания вторичных аккумулятивных форм в их акваториях. Тем не менее, нет данных о едином потоке наносов вдоль берегов Шмидтовского района. Возможно, он существовал в прошлом, но в настоящее время в описываемом районе почти не осталось размываемых участков коренного берега, которые могли бы питать такой поток наносов обломочным материалом.

Значительные перемещения наносов вдоль берега происходят лишь с тыльной стороны пересыпей. Аккумулятивные формы, обра-

зующиеся в акваториях лагун, относятся к типу азовских кос [Зенкович, 1952б] и, как правило, имеют хорошо выраженное асимметричное строение: их свободные концы отклонены к юго-востоку. В узкой части лагуны Кувэтпильчин эти косы развиты слабо из-за малого разгона волн. Однако и здесь они следуют на небольшом расстоянии друг от друга и также отклоняются к юго-востоку.

Обилие в лагунах Чукотского моря указанных кос легко объяснимо, если иметь в виду закономерность в эволюции лагун, установленную В.П. Зенковичем [1952б] и подтвержденную впоследствии аналитически [Попов, 1965], согласно которой их акватории в процессе развития стремятся обрести овальную форму, часто при этом разделяясь на отдельные округлые части из-за встречного нарастания аккумулятивных мысов на противоположных берегах. Следовательно, чем лагуна уже и больше вытянута вдоль берега, тем больше образуется на ее берегах аккумулятивных форм, стремящихся разделить акваторию.

Интересной особенностью рассматриваемых лагун является то, что их пересыпи, так же как и описанная ранее пересыпь лагуны Мааминпильгын, неоднородны и включают коренные участки берега. Характерен в этом смысле участок расширения пересыпи в северо-западной части лагуны Тэнкэргынпильгын. Здесь вдоль берега моря тянется один береговой вал, сложенный гравием и песком; дистальным концом он причленяется к коренному останцу Овинжети, включенному в тело пересыпи (рис 6). Останец сложен галькой, су-

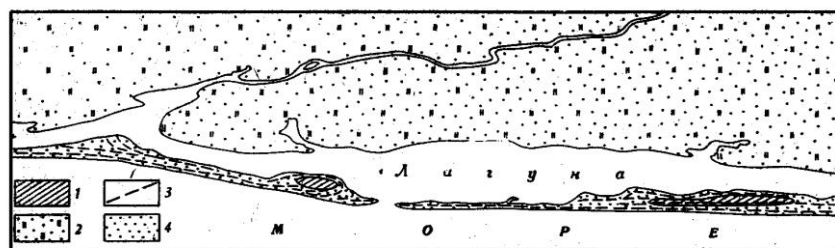


Рис. 6. Лагуна, отчлененная от моря пересыпью, включающей коренной останец.
1 – коренной останец; 2-Прибрежная аккумулятивная равнина; 3-береговые валы;
4-пересыпь

песью, суглинками с галькой и песком; высота его более 7 м. Со стороны лагуны к нему причленены вторичные аккумулятивные формы. Там, где коренные останцы выдвигаются в море, берег отступает в результате их усиленного размыва; там же, где останцов нет или они располагаются в глубине лагун, берег нарастает и вследствие причленения аккумулятивных валов происходит общее выравнивание контура береговой линии.

В строении пересыпей, отчленяющих лагуны Шмидтовского

района, принимают участие наносы разнообразного состава. Еще В.И. Серпухов и Д.Ф. Бойков [1938] отметили, что на пересыпях встречается галька разнообразных пород и в том числе таких, которые выходят лишь в горах, удаленных от моря. Этот факт позволил им сделать справедливое заключение о том, что сформированы пересыпи не из материала соседних мысов (Ванкарем, Шмидта, Якан), сложенных магматическими породами, а из наносов, образованных при размыве четвертичных толщ, слагающих прибрежную равнину. Аналогичные отложения выходят и на подводных склонах пересыпей.

Вдоль всего огромного бара, отчленяющего многочисленные лагуны между мысами Ванкарем и Шмидта, широко развиты песчаные и песчано-галечные наносы. В распределении их наблюдается определенная закономерность. Здесь также зона развития гальки, гравия и вообще грубого несортированного материала находится на внешней части подводного берегового склона, в то время как близ уреза располагается зона преимущественного распространения более мелкого и лучше сортированного песчаного материала. Особенно четко это наблюдается на части побережья, прилегающей к мысу Шмидта. Поэтому мы можем предполагать, что и здесь относительное повышение уровня моря привело к затоплению части всхолмленной прибрежной низменности, причем холмы, высота которых превышала глубину погружения, превратились в острова-останцы. В ходе дальнейшей эволюции берега часть островов была полностью размыта, а другая — включена в общую систему «пересыпь — остров — пересыпь» и соединена между собой аккумулятивными перемычками, сформированными как из наносов, поступающих со дна, так и из материала от размыва коренных останцов.

В процессе подтопления прибрежной равнины, сложенной рыхлыми толщами, происходила интенсивная переработка подводного склона и активный размыв островов-останцов. Наносы, вымываемые с подводного склона, вследствие малых уклонов поступали к берегу, а на дне оставались зоны размыва, обогащенные грубым материалом. Перераспределяясь под действием преобладающего северо-западного волнения, наносы, поступавшие к берегу, вместе с материалом от размыва коренных останцов включались, видимо, во вдольбереговое перемещение. Именно в процессе такого сложного питания материалом были созданы пересыпи, прислоненные к коренным останцам. В настоящее время, когда берег уже выровнен и абразионных участков на нем почти не осталось, в движении наносов участвует, по-видимому, лишь донный гравийно-галечный материал. Никаких иных источников поступления наносов, по крайней мере, на участке от устья р. Амгуемы до мыса Шмидта, нет, так как абразионные берега здесь отсутствуют, а реки впадают в лагуны, где и аккумулируется приносимый ими терригенный материал. Перестройка подводного берегового склона привела к образованию на

нем характерных форм. В приурезовой части дна против пересыпей большинства лагун хорошо выражены ступени размыва. Резкие перегибы подводного склона против лагун Тэнкэргынпильгын и косы Двух Пилотов наблюдаются на глубинах 4-5 м. Это может быть связано, как уже отмечалось нами, с особенностями в ходе послеледниковой трансгрессии.

Каждая из лагун описываемого района имеет свои особенности и чем-то отличается от соседних. Так, лагуну Амгуема и некоторые другие более мелкие можно считать типичными лиманами, образовавшимися при затоплении устьевых частей речных долин и отшнурованными от моря пересыпями. Лагуны Экиатап, Тэнкэргынпильгын и Кувэтпильчин образовались также в результате затопления отрицательных форм рельефа, но эти понижения не были разработаны речными долинами; поэтому очертания лагун разнообразны и сложны. Узкая лагуна Кинминякилы, протока между лагунами Экиатап и Тэнкэргынпильгын и отдельные участки некоторых других лагун возникли у подножий уступов, выработанных реками или морем вследствие отчленения от последнего баром узких акваторий.

Типы и особенности развития берегов Чукотского моря

Несмотря на многообразие форм берегового рельефа, в Чукотском море можно выделить лишь два основных типа берегов: абразионный и лагунный. Подобное разделение ни в коей мере не означает, что мы игнорируем отмеченное в предыдущем разделе многообразие в проявлении береговых процессов на Чукотском полуострове. Просто оба этих типа объединяют в себе различные формы рельефа, которые по-разному развиваются на различных участках.

Абразионные берега в зависимости от геологического строения могут быть нескольких разновидностей. Проявление морской абразии на береговых склонах, сложенных рыхлой толщей, иное, чем там, где к морю выходят коренные породы. Даже при сравнении берегов, сложенных коренными породами, различающимися по текстуре и составу, нами не отмечено большого сходства в их облике. Вспомним мыс Сердце-Камень, сложенный граносиенитами, и берег в районе мыса Уникын, где в клифе обнажаются серицитовые сланцы. То же проявляется и на берегах, сложенных рыхлыми отложениями: абразионный уступ в глинах выглядит иначе, чем в песках.

В условиях арктического моря большое значение приобретают такие рельефообразующие факторы, как физическое выветривание, солифлюкции и т. д. Они вместе с морем воздействуют на берег, преобразуют его, делают рельеф более сложным и многообразным. Имея это в виду, мы подразделяем абразионные берега на абразионно-денудационные и абразионно-солифлюкционные. Первый тип можно наблюдать там, где к морю выходят коренные породы и где, помимо абразионной деятельности, интенсивно проявляется морозное выветривание, играющее особую роль среди процессов, опреде-

ляющих морфологию побережий полярных стран.

Для развития морозного выветривания огромное значение имеет петрографический и литологический состав горных пород, обнажающихся в береговых обрывах. Однако преобладание созданных им форм на берегах, сложенных гранитным комплексом, не значит, конечно, что в местах выходов сланцев и песчаников клифы разрушаются менее интенсивно. На берегах, сложенных рыхлыми породами, наряду с волновыми процессами, широко проявляются солифлюкция, оплывание и оползание, которым способствует наличие многолетнемерзлых горных пород.

Наиболее сложно влияние криогенных процессов проявляется в береговых уступах, сложенных суглинками и супесями. Эти отложения в мерзлом состоянии имеют большую льдистость и в результате многократного промерзания и оттаивания теряют свою прочность. Морфология береговых обрывов, сложенных глинистыми породами, определяется соотношением скорости сноса со склона и удаления материала от его подножия. На открытых приглубых берегах Чукотского моря в результате активного размыва береговых уступов у их подножия образуются волноприбойные ниши и происходит обрушение верхних частей клифов. На участках побережья, где энергия волнения из-за закрытости акватории или отдаленности подводного берегового склона невелика, между склоновым сносом и подмывом устанавливается относительное равновесие. На таких участках, встречающихся в акваториях лагун Чукотского моря и в Колючинской губе, береговые обрывы менее круты, и на них обнаруживаются многочисленные проявления процессов склонового сноса: оплывины, грязевые потоки, неглубокие оползни. Наконец, на некоторых участках временно или окончательно подмыв прекращается, и материал от подножий береговых уступов не выносятся. Клифы здесь отмирают, пляж прикрывается продуктами склонового сноса, и берег постепенно выполаживается. Значительно более разнообразны лагунные берега. В соответствии с их происхождением, строением пересыпей и динамикой береговых процессов, описанных в предыдущем разделе, эти лагуны можно разделить на следующие типы:

Простые лагуны (например, Беляка), возникшие в результате отчленения акватории одной или двумя косами.

Типичные лагуны (например, Кувэтильгин), образованные в изгибе береговой линии и отделенные от моря баром, возникшим в результате поперечных перемещений материала. Сложные лагуны (такие, как Мааминпильгин, Тэнкэргинпильгин), созданные в результате затопления холмистой низменности и поэтому имеющие сложные очертания; от моря они отделены коренными останцами, соединенными аккумулятивными перемычками полигенетического происхождения.

Лагуны-лиманы, отделенные от моря косами (Пынгопильгин,

Энкуй и др.); они имеют конфигурацию лиманов и отчленены аккумулятивными формами, образованными в результате вдольберегового перемещения наносов.

Типичные лагуны-лиманы (подобные лагуне Инчовын), имеющие очертания лиманов и отделенные от моря баром, образовавшимся в основном вследствие поперечного перемещения материала.

Сложные лагуны-лиманы (вида лагуны Уэлен), одна часть акватории которых имеет очертания обычных лагун, а другая является лиманом: от моря они отделены баром или косами.

Лагуны-заливы (например, Нэскыпильгын), отчлененные от моря не аккумулятивными формами, а коренными участками суши, но по гидрологическому режиму и по конфигурации могут быть отнесены к лагунам.

Анализ берегоформирующих факторов и закономерностей возникновения лагун позволяет сделать некоторые выводы относительно строения и развития всего советского побережья Чукотского моря. Голоценовое опускание берегов Чукотского моря не максимальное по величине в истории четвертичного времени. Трансгрессии в раннечетвертичное и среднечетвертичное время, уровни которых отмечаются террасами на берегах горных массиве Дежнева, Уникын и Сердце-Камень, захватывали более обширную часть побережья, море затопляло тогда значительные площади прибрежной низменности, подходило к подножию гор, а некоторые горные массивы (например, Дежнева) превращало в острова [Петров, 1960, 1965; Баранова и Бискэ, 1964].

Самая верхняя часть толщи, голоценовая по возрасту, представлена на многих участках супесью и суглинками, содержащими растительные остатки, и прослоями торфов. Признаки горно-долинного оледенения в центральных частях полуострова и на его южном и юго-западном побережьях настолько явные, что в настоящее время не находится исследователей, отрицающих существование четвертичных ледников на Чукотке.

В пределах прибрежной равнины Чукотского моря собственно ледниковые отложения развиты мало. Моренные толщи встречаются лишь у подножий отдельных горных массивов (Дежневского, Инчовын, Сердце-Камень) и в пересекающих их троговых долинах. Прибрежная часть низменности сложена, как уже мы отмечали, галечным материалом, вынесенным талыми ледниковыми водами со склонов гор и из троговых долин.

Эти отложения слагают не только самую прибрежную низменность, но и верхнюю часть современного шельфа, который во время последнего оледенения был выше уровня моря. Одновременно с таянием ледников и отложением в пределах прибрежной низменности флювиогляциальных толщ началась и послеледниковая трансгрессия моря.

Дальнейшее развитие побережья протекало на фоне поднятия уровня моря, которое затопило часть низменности. Современный подводный береговой склон, таким образом, представляет собой опущенную под воду равнину, сложенную песчаным и галечным материалом водно-ледникового происхождения. Трансгрессия вызвала активизацию процессов размыва дна против аккумулятивных участков, интенсивное разрушение береговых склонов горных массивов, размыв берегов, сложенных рыхлыми отложениями; усилился и процесс аккумуляции, начали создаваться мощные аккумулятивные формы, отчленившие лагуны.

В настоящее время основным береговым процессом на побережье Чукотского моря является размыв верхней части подводного берегового склона, обусловленный погружением суши, перестройкой профиля подводного склона и отступанием вследствие этого аккумулятивных форм в сторону берега.

Побережье Анадырского залива

Анадырский залив Берингова моря — один из самых больших и глубоко врезаемых в материк. Площадь его равна 78,5 тыс. км², или 3,4% всей площади моря. Принято считать, что границей залива является прямая линия, соединяющая мысы Наварин и Чукотский. Его водами омывается все юго-западное побережье Чукотского полуострова, побережье Анадырской низменности и берега северо-восточной оконечности Корякского нагорья. Береговая линия залива длиной около 1300 км имеет довольно сложные очертания благодаря заливу Креста и Анадырскому лиману, вдающимся глубоко в сушу.

В физико-географическом и геологическом отношениях прилегающая к Анадырскому заливу суша неоднородна, что в значительной степени сказывается на морфологии и динамике его берегов. К северо-восточным берегам залива вплотную подходят горные массивы Чукотского нагорья высотой 500—600 м. В направлении залива Креста горы постепенно отходят от берега моря в глубь суши, уступая место вначале узкой, а затем все более широкой предгорной равнине, переходящей далее к югу в всхолмленную Анадырскую низменность. Лишь в самой вершине залива Креста отроги Анадырского хребта (горы Ыськатень) вновь приближаются к береговой линии. На юго-западном берегу залива обширная всхолмленная низменность примыкает к северным предгорьям Корякского нагорья, северо-восточная оконечность которого (горы Уювуш-квуйнэн с наивысшими отметками 700—800 м) обрывается к морю.

В геологическом строении горных массивов южной части Чукотского полуострова принимает участие верхнемеловая-нижнетретичная туфо-вулканогенная толща, представленная самыми разнообразными комплексами пород. Наиболее широко распространены здесь порфириды, туфы и туфобрекчии, прорванные дайками базальтов и андезито-базальтов, сравнительно однородная по отно-

шению к абразии.

Совершенно иным комплексом пород сложены горные массивы северо-восточной оконечности Корякского нагорья. Здесь, по данным М.И. Бушуева [1954], развита преимущественно мощная толща осадочных пород мелового и третичного возрастов, сравнительно однообразная в литологическом отношении. Вдоль берега моря наиболее широко распространена верхнемеловая толща, представленная в нижней части песчаниками и туфопесчаниками (так называемая гинтеровская свита), а в верхней — глинистыми, слабо окремненными сланцами, чередующимися с прослоями туфопесчаников и эффузивных пород. Как и туфо-вулканогенная толща Чукотки, меловые и третичные отложения Северо-восточной оконечности Корякского нагорья прорваны дайками габбро-диабазов и базальтов; последние нередко образуют мощные покровы, получившие распространение главным образом в районе мыса Наварин.

Рельеф прибрежной полосы суши на побережье Анадырского залива в значительной степени формировался под влиянием ледников четвертичного периода. С этим связано широкое распространение в прибрежной полосе на участке от мыса Беринга до мыса Гинтера рыхлых четвертичных отложений, представленных самыми разнообразными фациями. Помимо несортированной толщи валунных суглинков, обычно лежащих поверх темных вязких глин с единичными экземплярами гальки и обломками раковин моллюсков, здесь можно встретить толщи хорошо сортированных песков, горизонты чередующихся прослоев песков и галечников, толщи чистых галечников. Все перечисленные толщи скованы многолетней мерзлотой, проявления которой наложили свой отпечаток на морфологию поверхности прибрежных низменностей. Вследствие этого большую роль в формировании современного рельефа берегов играют процессы солифлюкции и термической абразии.

С позднеледниковой трансгрессией моря связано затопление троговых долин и образование фиордов, а также затопление понижений моренного холмистого рельефа и речных долин. Относительные изменения уровня моря, а значит, и перемещения древней береговой линии в течение четвертичного периода, привели к широкому распространению в пределах района морских, преимущественно абразионных, и речных террас, общим числом до пяти.

Активное воздействие моря на сушу в послеледниковый период обусловило создание современных очертаний береговой линии Анадырского залива. Выдвинутые в море участки побережья, сложенные рыхлой четвертичной толщей, были частично размыты волнами, а образовавшиеся наносы вовлекались в продольное и поперечное перемещения и из них формировались пересыпи, отчленившиеся от моря подтопленные устья рек и понижения рельефа. Одновременно шел процесс формирования кос. Берега, сложенные коренными породами, естественно размывались слабее. Волновые

процессы теперь, как и прежде, играют решающую роль в формировании берега и его подводного склона. Несмотря на то, что в общем для залива ветровой режим, характеризуется преобладанием в зимнее и осеннее время ветров северного и северо-западного направления, а в летнее — южного и юго-восточного, на различных участках побережья режим волнений неодинаков, из-за различий в плановых очертаниях береговой линии. Это обуславливает и различные направления вдольбереговых потоков наносов.

Влияние твердого стока равнинных рек на динамику и морфологию открытых берегов залива ничтожно, так как большинство крупных и многоводных рек впадает в лагуны и лиманы. Несколько большую берегоформирующую роль играют малые горные реки.

Формирование берегов Анадырского залива в настоящее время протекает на фоне относительных изменений уровня моря. Различные участки его побережья испытывают неоднозначные вертикальные движения. К востоку от мыса Чирикова побережье незначительно погружается, а западнее его — относительно стабильно, так же как и восточное побережье залива. Креста. Западное побережье залива Креста и весь берег Анадырского залива до мыса Гинтера, включая Анадырский лиман, обнаруживает тенденцию к современному поднятию. Участок же от мыса Гинтера до бухты Ушакова, по-видимому, тоже относительно стабилен, но далее к югу отмечаются признаки современного погружения суши [Ионин, 1955; Буданов и Ионин, 1956].

Морфология и динамика берегов Анадырского залива определяется различиями физико-географических и геологических условий на прилегающей к морю суше, комплексом взаимосвязанных берегоформирующих процессов и различными по знаку современными вертикальными движениями, на фоне которых протекают эти процессы, позволяют выделить в пределах побережья Анадырского залива несколько районов, отличающихся динамикой и морфологией берегов.

I. Северное побережье залива от мыса Беринга до мыса Мээчкын.

II. Северо-западное побережье между мысами Уэлькаль и Русский, которым оканчивается коса Русская Кошка.

III. Юго-западное побережье от косы Земля Гека до мыса Гинтера.

IV. Побережье северо-восточной оконечности Корякского нагорья.

Северное побережье Анадырского залива характеризуется широким распространением мощных аккумулятивных образований (кос и пересыпей) и значительной выровненностью береговой линии. К северу от мыса Беринга горные массивы средней высоты располагаются в некотором удалении от берега моря, уступая место более или менее широкой предгорной равнине, сложенной рыхлыми четвертичными отложениями, представленными морскими и озерными вязкими глинами, а также перемытыми и неперемытыми валунными суглинками ледникового происхождения. На участке от

мыса Беринга до мыса Чирикова здесь развиты активные абразионные уступы (клифы), высоты которых колеблются в широких пределах в зависимости от высот подходящих к берегу террас. Поверхность уступов рассечена многочисленными эрозионными врезами и в нижней части обычно прикрыта оплывинами, а кое-где и сохраняющимися все лето снежными забоями. Галечниково-песчаные (а иногда валунно-галечниковые) пляжи сравнительно нешироки, но прослеживаются на большом протяжении берега, прерываясь лишь устьями рек и протоками лагун. Некоторая извилистость береговой линии здесь связана с разными высотами клифов (а значит, и с разным темпом их абразии) или же с защитой берега выносами речного аллювия.

Участки активных клифов в пределах описываемого района чередуются с аккумулятивными формами (пересыпями, отчленяющими лагуны, и др.), которые, так же как и пляжи, сложены галечниково-песчаным материалом. Анализ строения пересыпей в устьях рек с несомненностью указывает на наличие вдольберегового перемещения наносов в северном направлении под действием волн южных румбов. Выдвинутый в море мыс Чирикова не мешает транспортировке наносов на косу Руддера (рис. 7), образование которой

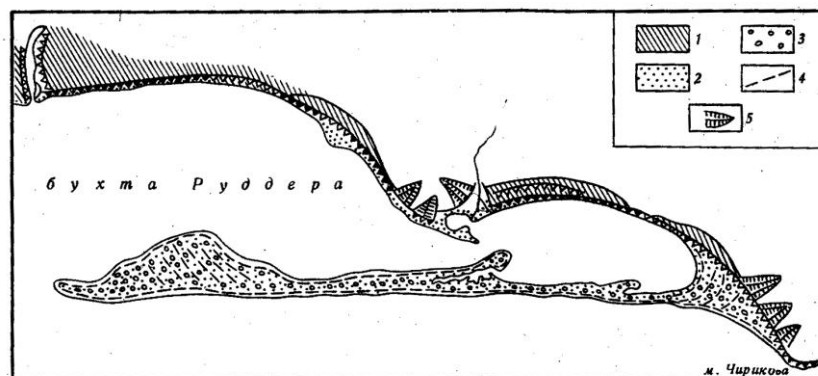


Рис. 7. Схема строения берегов бухты Руддера.

1 — четвертичные морские террасы; 2 — песок; 3 — галька;
4 — береговые валы; 5 — делювиальные склоны горных массивов

связано с резким поворотом берега. Эта коса, длиной около 16 км, вытянута в северо-западном направлении от мыса Чирикова и сложена песчано-галечниковым материалом. Максимальной ширины (около 1,5 км) она достигает у оконечности, в то время как на протяжении ее ширина не превышает 160 — 200 м. Коса отчленяет от акватории Анадырского залива бухту Руддера, берега которой в настоящее время подвержены воздействию местных волн и

представляют собой чередование активных и полуактивных абразионных уступов, выработанных как в коренных, так и в рыхлых породах.

Своеобразным наносным образованием в описываемом районе является коса или остров Мээчкын (Меечкен), вытянутая с востока на запад вдоль низменного материкового берега на 76,5 км, почти от лагуны Чэутакан до залива Креста. Она сложена песчано-галечниковым, а в центральной части валунным материалом и отделяется от материка узким (в среднем 1,5—2 км) мелководным проливом, наиболее расширенная западная часть которого носит название пролива Камангавыт. Ширина косы не превышает 150—200 м, и только на ее оконечностях (мысы Рэткын и Мээчкын) увеличивается до 0,6—1,5 км. На этих расширенных участках прослеживаются серии береговых валов, свидетельствующие о том, что оконечности сформировались в результате вдольберегового перемещения наносов (рис. 8), а все тело косы — о-ва Мээчкын представляет собой единый вал, возвышающийся на 4,5—5 м над уровнем моря. Поверхность ее не задернована, и носит явные следы перехлестывания прибойного потока штормовых волн.

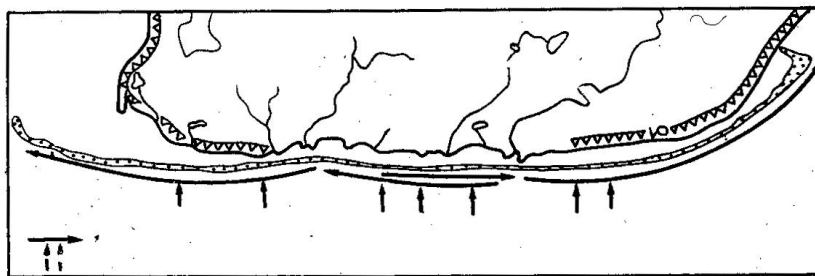


Рис. 8. Схема строения косы Мээчкын

1 — поступление материала со дна и 2 - направление его вдольберегового перемещения

Анализ строения этой интересной аккумулятивной формы показывает, что она в основном была сформирована в результате поперечного перемещения наносов со дна моря и таким образом по своему происхождению является типичным береговым баром [Зенкович, 1962]. Выработка профиля равновесия подводного берегового склона бара еще не закончена, поэтому на дне продолжает размываться моренная, а возможно и водно-ледниковая толща. Наносы, поступающие со дна моря, вовлекаются во вдольбереговое перемещение, способствующее росту этой аккумулятивной формы в длину. Серии срезанных древних береговых валов на ее оконечностях, а также отмели западнее мыса Мээчкын и подводные гряды южнее мыса Рэткын свидетельствуют о том, что некогда бар находился на

большем расстоянии от берега. В настоящее время он медленно смещается в сторону материка, вследствие чего ширина пролива сокращается, и волновой режим в нем изменяется, о чем свидетельствуют отмершие клифы на его берегу.

Несмотря на небольшую ширину и мелководность пролива, материковый берег его на подводном склоне носит явные следы размыва. Это связано с тем, что некоторое влияние на динамику и морфологию берегов пролива, по-видимому, оказывают приливно-отливные течения, достигающие здесь больших скоростей.

Северо-западное побережье Анадырского залива относительно выровнено, и на нем преобладают берега абразионного типа. Прибрежная полоса суши здесь представляет собой сравнительно неширокую предгорную равнину, примыкающую к юго-восточным склонам хребта Золотой и Ушканьих гор. Поверхность равнины, сложенная рыхлыми четвертичными отложениями, покрыта тундровой растительностью и прорезана многочисленными реками, наибольшей из которых является система р. Тынгеувээм. Устья большинства рек немного подтоплены, и отчленены от моря небольшими пересыпями или косами; однако типичных лиманов они, за исключением р. Тынгеувээм, не образуют.

Северо-восточнее мыса Низкий рыхлая четвертичная толща, представленная валунными суглинками, галечниками и горизонтами песков с галькой, перекрывает древнюю абразионную террасу, выработанную волнами в андезито-базальтах и биотитовых гранитах. Абсолютная высота этой террасы в разных местах неодинакова, а значит, и видимая мощность коренных пород, подстилающих рыхлую толщу, весьма изменчива. Это привело к слабому расчленению береговой линии в процессе развития берега.

Незначительно выдвинутые в море мысы (Кытрыкай, Зеленый, Каменистый, Маленький, Поворотный, Низкий и др.) обычно сложены коренными породами. Они чередуются с выровненными участками берега, где абразионные уступы иногда целиком состоят из рыхлых отложений. Выступая в море, мысы образуют небольшие входящие углы, заполняемые наносами, что способствует расширению песчано-галечниковых пляжей и отмиранию абразионных уступов. Там, где распространены активные клифы, выработанные в коренных породах, пляжи менее широки.

Юго-западнее мыса Низкий поверхность древней абразионной террасы, выработанной в коренных породах, постепенно снижается, и она уходит под воду. В строении берегов здесь принимают участие рыхлые четвертичные отложения, представленные валунными суглинками и глинами с линзами жильного льда, а также чередующимися прослоями галечников и песков. Некоторая извилистость береговой линии на этом участке связана лишь с неодинаковой высотой подходящих к берегу моря холмов, распространенных в пределах предгорной равнины.

В южной части района процессы современной абразии замедлены, так как в условиях относительного поднятия суши перед

фронтом абрадируемых берегов была выработана довольно широкая подводная абразионная терраса. Плотнo уложенные валуны защищают ее поверхность от дальнейшего размыва.

Обломочный материал в пределах южного участка мигрирует под действием волн в обе стороны вдоль берега, но некоторая его часть перемещается преимущественно в юго-западном направлении. В прошлом основная часть материала поступала на формирование мощной аккумулятивной формы — косы Русская Кошка (рис. 9),

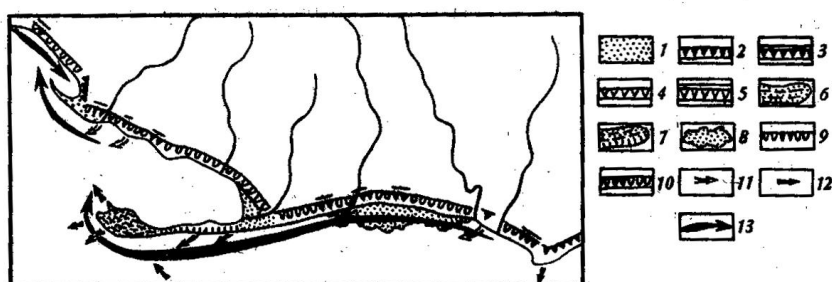


Рис. 9. Морфодинамическая схема берегов в районе косы Русская Кошка
1 — песчано-галечные аккумулятивные береговые формы; 2 — активные клифы в коренных породах; 3 — активные клифы в рыхлых четвертичных толщах; 4 — отмершие абразионные уступы в коренных породах; 5 — отмершие абразионные уступы (клифы) в рыхлых четвертичных толщах; 6 — береговые валы на поверхности аккумулятивных форм; 7 — уступы размыва аккумулятивных форм; 8 — глыбово-валунная поверхность бенча на дне; 9 — абразионно-солифлюкционные береговые уступы; 10 — термоабразионные береговые уступы; 11 — поступление аллювиального материала в береговую зону; 12 — поступление материала в береговую зону за счет абразии берегов и размыва аккумулятивных форм рельефа; 13 — вдольбереговые потоки наносов

которая более чем на 16,5 км вдается в акваторию Анадырского лимана и продолжает собой его северо-западный берег. Сложенная песчано-галечниковым материалом коса достигает наибольшей ширины (2—2,5 км) у северного окончания, а высота ее — 3-4 м над уровнем моря. В пределах дистального конца косы наиболее древние береговые валы прослеживаются плохо. Тем не менее, здесь можно установить несколько генераций валов, свидетельствующих об этапах ее роста. На современной стадии развития этой аккумулятивной формы также отмечается дефицит в поступлении наносов (как и на севере рассматриваемого района). Это вызвало размыв прикорневой части, о чем свидетельствуют широкое распространение так называемых уступов размыва и приуроченная к ним концентрация тяжелых минералов, в том числе циркона [Щербаков, 1958]. Конец косы пока еще продолжает нарастать, но этому препятствуют значительные глубины.

Юго-западный берег Анадырского залива также выровнен; береговая линия здесь представляет собой в плане плавную кривую, слегка выпуклую на участке пересыпи лагуны Тымна и вогнутую на участке пересыпей лагун Кэйнгыпильгын и Южная. Вдоль всего берега распространена обширная низменность, простирающаяся на многие десятки километров. Поверхность ее — слегка всхолмленная тундра, по которой разбросаны в беспорядке сотни мелких озер, часто соединенных между собой густой речной сетью.

В направлении с северо-запада на юго-восток увеличиваются количество и размеры лиманов и лагун, отчлененных от моря пересыпями, а прибрежная низменность постепенно сужается, так как на юге района в непосредственной близости от берега моря находятся отроги гор Укзушквуйнэн. Один из горных массивов, подходя непосредственно к берегу моря, образует мыс Гинтера.

Для современной морфологии берегов района характерным является довольно широкое распространение абразионных уступов на северном участке и лагун на южном. Их пересыпи чередуются с незначительными по протяженности участками берега, сложенного рыхлой четвертичной толщей. Высота абразионных уступов колеблется в широких пределах, однако активные клифы встречаются лишь на севере района, где, наряду с волновой абразией, проявляются также процессы термоабразии. У подножий активных клифов располагаются узкие песчано-галечниковые пляжи. Более широко распространены отмершие и полуактивные абразионные уступы, поверхность которых разрушается солифлюкционными процессами.

Пересыпи, отчленяющие от моря лагуны (Кэйнгыпильгын, Южная) и лагуно-лиманы (Тымна, Чимчинэйкуйым), нередко достигают ширины, 5—2 км и большей частью сложены песчано-галечниковым материалом, однако пересыпь лагуны Кэйнгыпильгын сложена чистым мелкозернистым песком, что способствовало образованию на ее поверхности дюнных гряд высотой 4—5, реже 10—12 м. Поверхности остальных пересыпей обычно задернованы, и древние береговые валы на них прослеживаются плохо. На основании анализа строения пересыпей с учетом расположения на их поверхностях древних береговых валов можно считать, что большинство из них некогда образовалось в результате вдольберегового перемещения наносов к северо-западу. Большое значение, особенно для пересыпей лагун Кэйнгыпильгын и Тымна, имело поперечное перемещение наносов, но в настоящее время этот процесс замедлен. С приближением профиля подводного склона к условиям динамического равновесия и прекращением абразии мощность основного (на северо-запад) потока наносов уменьшилась.

Побережье северо-восточной оконечности Корякского нагорья образует полуостров, являющийся как бы огромным входным мысом в Анадырский залив. На восточной стороне полуострова, от мыса Гинтера до мыса Наварин, береговая линия сильно изрезана и представляет собой чередование выдвинутых в море прямолинейных участков берега и мысов с широкими открытыми бухтами. Рельеф

прилежащей к морю суши среднегорный, с наибольшими отметками высот 800 — 1000 м над уровнем моря, но непосредственно к береговой линии подходят отроги хребтов высотой 400—500 м.

Основные орографические элементы, изрезанность береговой линии района predetermined, прежде всего, тектоническими процессами, благодаря которым сланцево-песчаниковая толща мелового и третичного возраста смята в большие и малые складки, оси которых ориентированы почти в широтном направлении. В дальнейшем синклинальные понижения, обработанные четвертичными ледниками, были затоплены водами трансгрессировавшего моря и превратились в фиорды или обширные заливы, а антиклинальные повышения остались в виде выступавших в море полуостровов. Последние были частично срезаны морской абразией, а наиболее глубоко врезаемые в сушу затопленные участки троговых долин (фиордов) были отчленены пересыпями и превращены в озера, носящие в настоящее время название лагун (Лахтина, Аринай, Амаам, Орианда и др.).

Существенными берегоформирующими процессами в рассматриваемом районе являются физическое и морозное выветривание. Сильная изрезанность береговой линии обусловила существование лишь коротких местных вдольбереговых потоков наносов и миграций их от мысов к вершинам бухт. Этот материал поступает на расширение современных морских аккумулятивных форм — пересыпей и террас, многие из которых в процессе развития берега отчленили от моря подтопленные троговые долины. Не исключена возможность поступления материала на пересыпи и со дна. Указанные процессы протекают на фоне относительной стабильности суши на севере района и медленного погружения ее на юге [Буданов и Ионин, 1956]. На открытых участках побережья в склонах прилежащих горных массивов волнами выработаны высокие активные клифы, почти отвесные, а нередко и нависающие над расположенными у их оснований пляжами. Как и склоны прибрежных массивов, поверхности этих уступов расчленены узкими, часто висячими речными долинами и каналами стока осыпного материала. Пляжи сложены галечниково-щебнистым или валунно-глыбовым материалом и не отличаются значительной протяженностью, так как разделяются либо выступающими в море абразионными выступами, либо глыбовыми навалами.

Пересыпи и аккумулятивные террасы сложены песчано-галечниковым материалом, и на их, чаще всего задернованной, поверхности прослеживаются древние береговые валы. Некоторые из террас (например, в бухтах Угольной и Ушакова) достигают нескольких километров ширины. За исключением лагуны Аринай, все остальные лагуны соединены с морем извилистыми протоками. Подводный береговой склон в описываемом районе достаточно приглуб. Против размываемых береговых участков повсеместно распространены подводные абразионные террасы, выработанные либо в

сланцево-песчанниковой толще, либо в рыхлых четвертичных отложениях. На севере района ширина таких террас не превышает 200—300 м. В прибрежной части подводного берегового склона поверхность ее обычно прикрыта валунно-глыбовым материалом. Дно бухт выполнено песком, языки которого выдвинуты за линию входных мысов. С удалением от берега валунно-глыбовый материал на открытых участках берега и песчаный материал в бухтах сменяется щебнисто-галечниковыми наносами с незначительной примесью песка и битой ракушки.

Типы и особенности развития берегов Анадырского залива

Первично берега Анадырского залива были расчленены в результате позднеледниковой ингрессии моря в понижения холмисто-западного рельефа прибрежной суши и в троговые долины. Заложение последних было предопределено линиями тектонических разломов (южное побережье Чукотского полуострова) и синклинальными понижениями рельефа (северо-восточная оконечность Корякского нагорья). В процессе эволюции берегов абразионно-аккумулятивная деятельность волн привела к выравниванию береговой линии при почти повсеместном сохранении ингрессионного облика побережий в целом. Распространение сравнительно легко размываемых пород, наряду с относительно большими уклонами первичной поверхности прибрежной суши, предопределило развитие большинства участков побережья по абразионному типу и довольно быстрое изменение первичных контуров береговой линии. В Анадырском заливе преобладают выровненные сложные берега с отчлененными фиордами (юго-восточное побережье Чукотского полуострова, северо-восточная оконечность Корякского нагорья) и абразионно-лагунные берега (юго-западное побережье Анадырского залива). Широкое развитие получили также выровненные типично абразионные берега. Совершенно своеобразным по своему происхождению и современной динамике участком побережья является берег в районе косы Мээчкин. Весь этот участок побережья может быть отнесен к лагунному типу или берегам, окаймленным баром.

Несмотря на значительную выровненность береговой линии Анадырского залива в целом, очертания берегов, глубоко врезаемых в сушу залива Креста и Анадырского лимана, на некоторых участках были усложнены в результате роста кос азовского типа и выдвижения их в акваторию. Вторично расчлененные берега типичны для восточного побережья залива Креста и северного побережья Анадырского лимана, они получили название берегов азовского типа.

В формировании современного облика берегов Анадырского залива, помимо волновых процессов, немалую роль играют процессы солифлюкции, термической абразии и отчасти денудации, особенно там, где действие морских волн в настоящее время несколько ослаблено вследствие современных поднятий или относительной

стабильности прибрежной суши. Так как эти явления присущи северному, северо-западному и юго-западному побережьям залива, то именно здесь наиболее широко распространены участки берега, которые могут быть отнесены к абразивно-солифлюкционным или термоабразионным типам.

Относительное поднятие суши не только обуславливает менее интенсивное разрушение надводной части берега из-за формирования волнами достаточно широкой подводной абразионной террасы, но и благоприятствует одновременно переработке подводного берегового склона. Последняя при малых уклонах влечет за собой подачу материала к берегу. Следствием этого является, во-первых, увеличение ширины пляжей, что также ослабляет волновое воздействие на береговой уступ, во-вторых, поддержание роста аккумулятивных форм (при наличии вдольберегового перемещения материала) и, в-третьих, образование дюн на поверхности аккумулятивных форм при благоприятном ветровом режиме и достаточно мелких фракциях выбрасываемых на берег наносов. Все перечисленные процессы можно наблюдать на юго-западном побережье Анадырского залива. Для динамики берегов, испытывающих относительное погружение, характерно резкое усиление абразионных процессов, приведшее к широкому распространению высоких активных клифов (побережье северо-восточной оконечности Корякского нагорья и частично северное побережье Анадырского залива). Известное значение при этом имеют особенности геологического строения прибрежной суши, а также незащищенность этих участков побережья от мощных летних волнений южных и юго-восточных направлений.

Почти на всех участках побережья Анадырского залива обломочный материал, поступающий к урезу, независимо от его происхождения, вовлекается во вдольбереговое перемещение или миграции. Наиболее протяженные и мощные потоки наносов существовали ранее у западного побережья залива Креста (наносы перемещались в южном направлении) и вдоль северо-западного и юго-западного побережий Анадырского залива. Поступление обломочного материала из них способствовало росту Уэлькальского аккумулятивного выступа, а также кос Русская Кошка и Земля Гека. На современном этапе развития берега эти потоки испытывают дефицит наносов, что связано с выработкой профиля равновесия на соседних абрадируемых участках относительно поднимающегося побережья. Этот дефицит вызвал размыв прикорневых частей большинства аккумулятивных форм на западном берегу залива. В остальных местах на побережье Анадырского залива, как уже отмечалось, существуют местные потоки наносов небольшой мощности, поставляющие в заливе Креста и Анадырском лимане материал на образование кос азовского типа, а также на построение пересыпей лагун в отчлененных фиордах. Все перечисленные аккумулятивные формы в генетическом отношении мало разнообразны, но многие из них, включая описанные в предыдущем разделе, обладают большими размерами.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-восток СССР. М., «Наука», 1964.
- Буданов В. И., Владимиров А. Т., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Современные вертикальные движения берегов дальневосточных морей.—Докл. АН СССР. 1957, т. 116, № 6.
- Буданов В. И., Ионин А. С.* Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря.—Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
- Бушуев М. И.* Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. — Труды НИИГА, т. 62, 1954.
- Гатиев И. Д.* Геология и полезные ископаемые бассейна реки Чевтун и прилегающих районов (Чукотский п-ов).—Тр. Арктич. ин-та, т. 131, вып. 5, 1939.
- Дитмар В. Г.* Геологическое строение северной части Чукотского округа. Труд; Арктич. ин-та, т. 95, вып. 3, 1938.
- Зенкович В. П.* Наблюдения над морской абразией и физическим выветриванием на Мурманском берегу.— Ученые записки МГУ, 1937, вып. 16.
- Зенкович В. П.* Образование двойных баров и пересыпей.—Природа, 1952а, № 2.
- Зенкович В. П.* Эволюция акваторий лагун.— Изв. ВГО, 1952б, № 5.
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Ионин А. С.* Новые данные о вертикальных движениях морских берегов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955.
- Ионин А. С.* Особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 3, 1958.
- Кальянов В. П.* Методика исследований морфологии побережья – Ученые записки МГУ, 1938, № 19.
- Каплин П. А.* О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР. т. 2, 1957.
- Каплин П. А.* Эволюция береговой линии фиордовых районов.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 4, 1959.
- Каплин П. А.* Некоторые закономерности образования лагун. Океанология, 1964, №2.
- Каплин П. А.* Особенности динамики и строения берегов полярных морей.— В сб. «Новые исследования береговых процессов». М., «Наука», 1971.
- Кирюшина М. Т.* Геоморфология и четвертичные отложения северо-восточной части Чукотского полуострова.— Труды Арктич. ин-та, т. 131, 1939.
- Леонтьев О. К., Айбулатов Н. А.* Новые данные о заливе Провал.-Природа, 1956, №6.
- Леонтьев В. К., Леонтьев О. К.* Основные черты геоморфологии Сивашской лагуны.— Вестник МГУ, серия геогр., 1956, № 2.
- Леонтьев О. К., Леонтьев В. К.* Колебательные движения побережий и формирование лагун.— Природа, 1958, № 10.
- Леонтьева Е. А.* Климат советского сектора Арктики. Изд-во Главсевморпути, 1947.
- Никольский А. П.* Геолого-металлогенический очерк Чукотки.— Проблемы Арктики, 1939, № 3.
- Панов Д. Г.* Геоморфологический очерк берегов полярных морей СССР.— Ученые записки МГУ, 1938, вып. 2.
- Петров О. М.* К истории развития рельефа приморских равнин Чукотского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петров О. М.* Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 143, 1965.
- Попов Б. А.* Приближенный анализ формы слабоогнутых симметричных аккумулятивных береговых дуг.—Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 76, 1965.
- Рабкин М. И.* Петрография кислых интрузий Чукотского округа и их металлоносность.— Труды Горно-геол. упр. ГУСМП, вып. 25, 1946.
- Серпухов В. И., Бойков Д. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые Чукотского полуострова в районе мыса Шмидта.—Труды Арктич. ин-та, т. 95, вып. 2, 1938.
- Тихомиров Н. И., Рабкин М. И.* Сиенитовый массив Дежнева.— Труды Арктич. ин-та, т. 94, 1937.
- Ульст В. Г.* К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 4, 1959.
- Щербаков Ф. А.* Некоторые условия концентрации тяжелых минералов в прибрежно-морских наносах – Докл. АН СССР, 1958, т. 118, №2.

VII. Проблемы происхождения и развития шельфа

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ШЕЛЬФА

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

К сожалению, можно констатировать, что до сих пор не существует удовлетворительного генетического определения шельфа, так же как генетической классификации различных его типов. Не вызывает разногласий исследователей лишь определение шельфа, которое не содержит указания на его генезис. Приведем это определение, выработанное в 1953 г. специальной международной комиссией: «зона вокруг континентов, простирающаяся от линии малой воды до глубин, на которых становится заметным увеличение наклона дна в сторону возрастающих глубин» [Домиани, 1964]. Многие исследователи склонны считать, что шельф — это лишь затопленная окраина материков, и тектонически, и геоморфологически представляющая собой непосредственное продолжение суши. При таком понимании шельфы не могут быть названы самостоятельной единой морфоструктурой, а должны рассматриваться как мозаика отдельных структур, соотносящихся не столько между собой, сколько с однотипными образованиями суши.

Собственно так шельф и представлен в типологической классификации, предложенной Г.С. Ганешиным, В.В. Соловьевым и Ю.Ф. Чемяковым [1975]. Авторы, хотя и выделяют шельф как геоструктуру первого порядка, сосредоточивают внимание на геологических и геоморфологических различиях и геоструктурной неоднородности, обусловленных гетерогенностью строения земной коры в латеральном и глубинном направлениях. В зависимости от тектонического режима той или иной территории в классификации различаются ортошельфы, парашельфы и гемишельфы. Первые развиваются в пределах платформенных областей и срединных массивов на коре континентального типа, вторые — в пределах складчатых областей также на континентальной коре, третьи — в пределах геосинклиналей и около океанических островов на коре континентального, океанического и промежуточного типа. Таксоны более низкого порядка также выделяются по различиям континентальных структур. Эта классификация оставляет совершенно неясной причину выделения шельфа в структуру высшего порядка.

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

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

Вообще мнение о том, что шельф является лишь затопленной частью материков, сейчас очень распространено. Между тем существуют иные взгляды на шельфы. Н.И. Николаев пишет, что «геологические структуры континентов переходят на шельф, претерпевают изменения геофизического строения и обрываются, не достигая дна океанов» [Николаев, 1975, стр. 9]. В.Б. Ляцкий считает: «Теофидные (шельфовые) зоны представляют собой целостные однородные геологические системы и как таковые характеризуются едиными закономерностями геологического строения и истории геологического развития» [Ляцкий, 1974, стр. 48].

Наконец, по мнению А.А. Аксенова и Е.Н. Невесского, «...шельф и склон составляют краевую зону континентальной коры. ...Краевая зона, по-видимому, испытывает медленное перерождение и постепенно переходит в кору океанического типа» [Аксенов, Невесский, 1975, стр. 19]. Любопытно заметить, что это определение опубликовано в сборнике «Проблемы геологии шельфа» буквально на одном развороте страниц с заявлением О.К. Леонтьева и Д.Е. Гершановича: «По-видимому, мнение, согласно которому современные шельфы представляют собой области перерождения земной коры, нельзя назвать иначе, как досадным заблуждением» [Леонтьев и Гершанович, 1975, стр. 18].

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

Конечно, трудно оспаривать мнение, что на некоторых шельфах встречаются продолжения континентальных структур или отдельные типично континентальные структуры. Но, с другой стороны, имеются и доказательства того, что в прибрежных частях шельфа обрываются структуры континента, когда береговая зона как бы срезает структуры суши (Центральная и Южная Америка). Срезание береговой линии разновозрастных структур материка отмечает для Приморья И.И. Берсенева. [1973]. Образование шельфа Японского моря этот автор связывает с интенсивными тектоническими движениями структур региона в меловое время. Здесь, на месте впадины Японского моря, по И.И. Берсеневу, образовалась рифтовая долина. На ее юго-западном продолжении сформировались разломы, превра-

тившиеся в систему раздвигов. На материке происходили сжатия земной коры, складкообразование, а в области рифта — растяжение, опускания отдельных блоков, раздвигание впадины Японского моря. По сбросам, обрамлявшим впадину, часть шельфа была опущена. Погруженные шельфы Японского моря, по данным И.И. Берсенева, встречаются у берегов Сихотэ-Алиня и Сахалина, находятся на глубинах 600—700 м, имеют ширину 15—20 км и длину до 100 км. Р.Г. Кулинич и др. [1974] полагают, что современный план залива Петра Великого является резко дискордантным по отношению к материковым структурам Приморья (стр. 134). Для фундамента шельфа зал. Петра Великого характерно резкое увеличение мощности «базальтового» слоя (16—25 км). На внешней части шельфа прослеживается прогиб этого слоя (рис. 1).

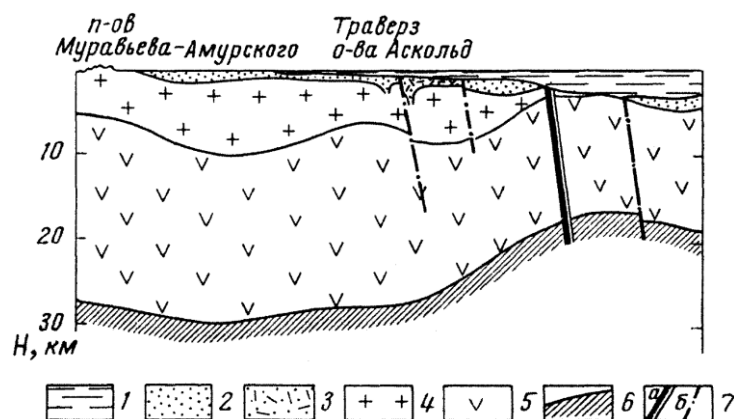


Рис. 1. Разрез земной коры зал. Петра Великого, по Р.Г. Кулинич и др. (1974)
1 — вода, 2 — осадочный слой, 3 — осадочно-вулканогенные образования,
4 — «гранитный» слой, 5 — «базальтовый» слой, 6 — граница Мохоровичича,
7 — тектонические разломы (а — Южно-Приморский континентальный шов,
б — прочие разломы)

В нижней половине материкового склона кровля «базальтового» слоя резко поднимается. Этот подъем в плане имеет вид узкого вала, совпадающего с подобной, но гораздо менее выраженной формой поверхности Мохоровичича. На долю «гранитного» слоя и осадочных отложений (наиболее древние из них по возрасту не старше меловых) приходится незначительная часть коры Южно-Приморского шельфа [Кулинич и др., 1974].

Глубинные сейсмические зондирования, проведенные в пределах шельфа северной части Японского моря и прилегающей к не-

му части Татарского пролива, говорят об очень сложном строении земной коры в этом районе. Граница Мохоровичича в центральной части Татарского пролива занимает довольно высокое гипсометрическое положение, и мощность земной коры здесь снижена. Район отличается повышенным тепловым потоком, мелкофокусной сейсмичностью, интенсивными магнитными аномалиями. Перечисленные признаки позволяют А.Г. Гайнанову [Тихий океан, Геофизика дна, 1974] предположить, по аналогии с Байкальской и Восточно-Африканской рифтовыми зонами, что здесь проявляется активный рифтогенез.

Общепринято, что значительная часть дна Охотского моря представляет собой шельф, опущенный до глубины 1000 — 2000 м [Удинцев, 1972; Леонтьев, 1974]. И.Ю. Туезов [1975] считает, что даже Южно-Охотская глубоководная впадина возникла в результате опускания в миоцене платформенной структуры материкового типа и преобразования ее коры из континентальной в современную субокеаническую (рис. 2).

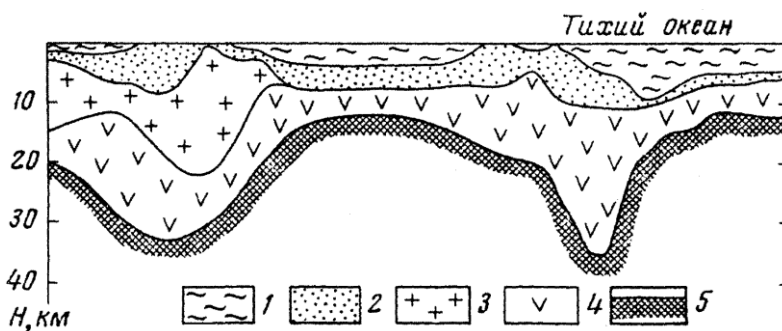


Рис. 2. Разрез земной коры Охотского моря по И.К. Туезову (1975)

1 — вода, 2 — осадочный слой, 3 — гранитный слой,
4 — «базальтовый» слой, 5 — граница Мохоровичича

По мнению этого же автора, процессы океанизации земной коры происходят в плиоцен-плейстоценовое время в пределах шельфа центральной и северной частей Охотского моря, что подтверждается данными об относительно малых мощностях здесь земной коры и «гранитного» слоя, а также о высоких значениях теплового потока. В качестве признака океанизации земной коры отмечается поднятие в этих районах поверхности «базальтового» слоя [Гальперин, Косминская, 1964].

Обратимся теперь к шельфам, примыкающим к континентальным структурам совершенно иного типа, не геосинклинального, а

платформенного. Шельф Атлантического побережья США, по-видимому, наиболее изученный в геологическом отношении шельфовый район. Он отличается спокойным рельефом, значительной шириной. Кора континентального типа прослеживается здесь по всему шельфу и материковому склону. По ряду геофизических данных (резкое увеличение значения силы тяжести, проявление магнитных аномалий и т. п.), граница между континентальным и океаническим типами земной коры проходит в области материкового подножия примерно по изобате 2000 м [Rabinowitz, 1974]. Мантия залегает под шельфом на глубине 30—35 км, под материковым склоном на глубине 20 км, под материковым подножием на 2—15 км.

Осадочная толща шельфа состоит из разнообразных пород (возраст от юры до плейстоцена), ее мощность 8—12 км [Sheridan, 1974]. Строение осадочной толщи и фундамента шельфа в этом районе показано на рис. 3. В северных районах, на шельфе Лабрадора (рис. 3, *а*) юрские юроды представлены береговыми конгломератами, южнее — соленосными осадками, погруженными на 6 км. В районе Грэнд Бенкс эти соленосные осадки располагаются в узких грабеноподобных ложбинах (рис. 3, *в*). На шельфе Новой Шотландии и Нью-Джерси (рис. 3, *д*) юрой датируются залегающие на фундаменте карбонаты, эвапориты и терригенные осадки. В районе Багамских островов в основании кайнозойской толщи карбонатов обнаружены юрские соленосные купола, приуроченные к зонам разрыва [Meyerohoff and Hatten, 1974]. В южных частях Атлантического побережья США, начиная с юры, на внешнем крае шельфа отмечается образование и рост барьерного рифа, ныне погребенного голоценовыми осадками (рис. 3, *д*, *е*).

Поверх юрских и нижнемеловых отложений, содержащих мелководную фауну и водоросли, залегают более глубоководные осадки верхнего мела, палеогена и неогена, представленные песками и сланцами [Heezen, 1974]. Они вскрыты при бурении на шельфе и при драгировании на материковом склоне. Вся толща меловых и третичных осадков имеет типично трансгрессивное строение, когда мелководные фации вверх по разрезу переходят в глубоководные. Это говорит об устойчивом погружении шельфа северо-западной Атлантики на 6—10 км за кайнозой.

Опускание отдельных блоков шельфа произошло по сложной системе разрывов, которые пересекают его фундамент параллельно береговой линии (рис. 3, *а—е*). Эти разрывы рифтового типа заложились в юрское время и расчленили шельф на отдельные бассейны, где аккумулировалась мощная толща мелководных осадков. Характер расчленения и преобразования фундамента шельфа северо-западной Атлантики хорошо показан Шериданом [Sheridan, 1974], использовавшим материалы исследований многих геологов и геофизиков, на серии схем, составленных по геофизическим данным, материалам бурения на шельфе, и драгирования на материковом скло-

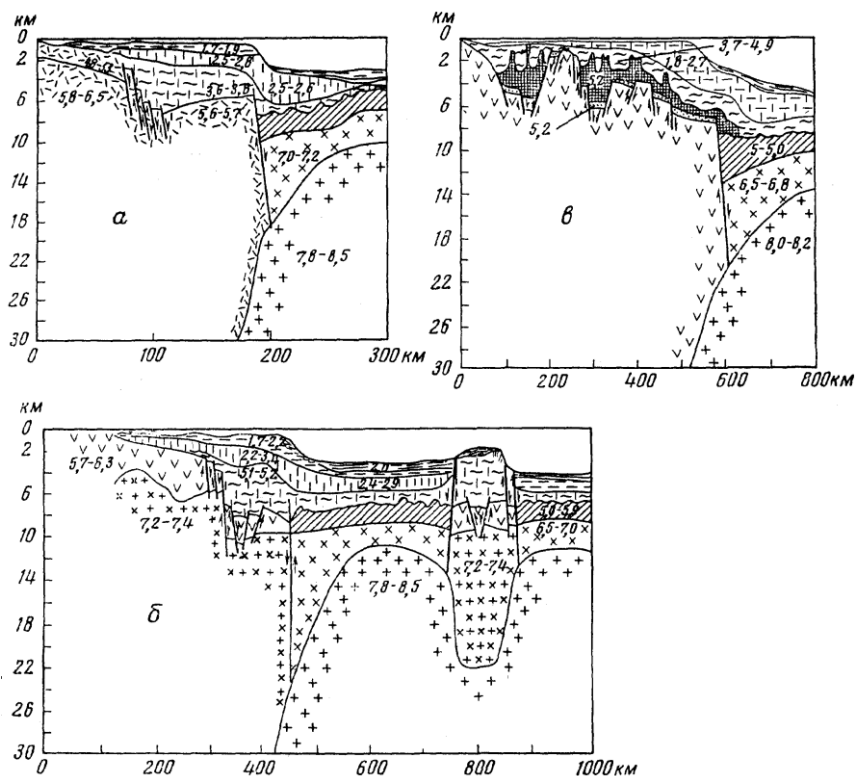


Рис. 3. Разрез земной коры окраины Северо-Западной Атлантики по Sheridan (1974) в районах: а) Лабрадора, б) Ньюфаундленда, в) Грэнд Бенкс, г) Банки Джорджия, а) Нью-Джерси, е) мыса Гаттерас

1 — породы мантии; 2 — океаническая кора («базальтовый» слой); 3 — океанический переходный слой; 4 — породы докембрийского щита; 5 — раннепалеозойская протоатлантическая офиолитовая кора; 6 — докарбоновые изверженные и метаморфические породы; 7 — породы триаса; 8 — юрские соленосные отложения; 9 — юрские карбонатные и терригенные отложения; 10 — юрские эвапориты, карбонаты и терригенные отложения; 11 — юрские известняки; 12 — меловые и юрские карбонаты и терригенные отложения; 13 — меловые отложения, нерасчлененные; 14 — нижнемеловые отложения; 15 — верхнемеловые отложения; 16 — палеогеновые, неогеновые и меловые отложения; 17 — кайнозойские отложения; 18 — пелагические и гемипелагические осадки от мела до голоцена; 19 — древний барьерный риф; 20 — разрывные нарушения и направления движения геоблоков; 21 — скорости распространения сейсмических волн

склоне (рис. 3, а—е). Этот исследователь, как, впрочем, и другие американские геологи [Mayhew, 1974], считает, что в юрское время на месте современной окраины континента развивалась рифтовая

долина, подобная рифту современного Красного моря. С процессами образования рифтовой зоны связано возникновение юрских пород.

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

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

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

В настоящей статье не имеет смысла обсуждать, в результате каких процессов происходило образование океанических впадин и

преобразование окраинных зон континентов. Возможно, происходило «обрушение» материковых блоков, как это предполагается по гипотезе «океанизации», или интенсивное углубление в это время океанических впадин, о чем пишет О.К. Леонтьев [1968]. В обоих случаях на краях материков возникали тектонические напряжения и фундамент шельфа дробился разломами, испытывал интенсивное погружение. С точки зрения теории дрейфа литосферных плит в областях атлантического типа побережий или пассивных, окраинных зонах тектонические нарушения и опускания объясняются расколом плит с образованием сбросов или континентальных флексур. С расколами и прогибанием земной коры, согласно этой теории, связаны образования соляных структур, формирование значительных по мощности толщ терригенных и карбонатных осадков. Шельфы тихоокеанского типа или активные окраинные зоны служат границей между плитами, которые либо сходятся, либо поддвигаются одна под другую, что также вызывает деформации и разрушения коры. Эти процессы сопровождаются сбросами-сдвигами, надвигами, а следовательно, опусканием и поднятием участков шельфа. В частности, поднятие шельфа к северу от Калифорнии Л. Калм и Г. Фовлер [Kulm and Fowler, 1974] объясняют поддвигом океанической плиты под материковую.

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

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

Видимо, в зависимости от того, насколько близко эти разрывы или флексуры смещены к береговой линии, на шельфе преобладают положительные или отрицательные движения. На длительно поднимающихся побережьях (восточное побережье Африки, тихоокеанское побережье Южной Америки и др.) внутренние части шельфа

были втянуты поднятие и осушены. В настоящее время — это побережья с «лестницами» четвертичных поднятых террас. В других случаях вместе с шельфом в погружение океанических впадин вовлекаются участки суши. Можно предположить, что преобладание на шельфе структур континентального или переходного типа также зависит от того, в какой зоне проходит ось разнонаправленных тектонических движений и насколько значительны напряжения, приводящие к расколу крыла флексуры. Однако особенности шельфа как морфоструктуры не только в его своеобразной тектонической природе. Процессы кайнозойского и особенно плейстоценового и современного седиментогенеза привели к созданию здесь толщ осадков, литологически отличающихся от всех иных типов отложений. Древние доплейстоценовые отложения, как уже отмечалось, представляют собой трансгрессивные толщи терригенных и карбонатных отложений мелководных фаций, опущенных на значительные глубины. Рельеф и молодые плейстоценовые осадки шельфа сформированы в ходе неоднократных трансгрессий и регрессий океана эвстатического характера.

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

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

В настоящее время хорошо известна трансгрессивная толща, созданная на шельфе в период голоценовой эвстатической транс-

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

Так же как и осадки, переходный (промежуточный) характер имеет и рельеф шельфа. Здесь встречаются реликтовые субаэральные формы, типично (субаквальный) морской рельеф и остаточные образования лагунно-баровых комплексов. Субаэральные и береговые формы рельефа редко полностью сохраняются на шельфе. Они в той или иной степени размываются волнами или захороняются под слоем современных морских отложений. Поэтому мы регистрируем на шельфе обычно неясные контуры речных долин, «просвечивающие» сквозь современные отложения, плохо выраженные размывы древние береговые аккумулятивные формы, моренные холмы, сложенные валунным материалом, так как мелкие фракции из них вымыты, полуразрушенные денудационные гряды и т. п. Особое место в рельефе шельфа занимают подводные террасы — следы регрессивных положений береговой линии в плейстоцене.

Упоминания о террасах на глубинах до 400 м встречаются в литературе довольно часто. Суммирование этих данных по большому числу литературных источников позволило В.И. Мысливцу и Г.Д. Соловьевой [1976] дать следующие осредненные глубины подводных уровней: около 40, 60, 80, 110, 130, 160, 300—330 и 380—400 м. Однако подавляющее большинство этих уровней не датировано и не всегда доказано, что за береговые террасы не принимаются структурные ступени или слившиеся конусы выноса подводных каньонов.

Современные осадки и рельеф шельфа созданы гидрогенными (волнение, разного типа течения) и гравитационными процессами. Рельеф, созданный волнением (подводные валы, косы, гряды, гроты, ниши), распространен в верхней части шельфа. В средней и внешней частях рельефообразующее значение приобретают стоковые, компенсационные и суспензионные течения и гравитационные процессы. Необходимо заметить, что до последнего времени гравитационным перемещениям материала шельфа не придавалось большого значения (исключая суспензионные потоки).

Исследования последних лет, особенно с помощью подводных

лодок, показали, что на шельфе широко развиты процессы осыпания, оплывания и сползания, медленного и быстрого (типа лавин и селей), обвалы, обрушения и т. п. В результате проявления этих процессов возникают своеобразные «натеки», ложбины схода подводных лавин, оползневые цирки, типичные стенки отрыва [Каплин и Невесский, 1976]. При обвалах и быстрых оползнях часто возникают суспензионные течения, прорезающие на шельфе отдельные ложбины и каньоны.

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

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

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

В целом геологическое строение и тектоническое развитие шельфа, его плейстоценовая история, современный рельеф и осадки вместе и по отдельности отражают влияние процессов, происходя-

щих на суше и в океане. Степень воздействия океанических или субаэральных факторов меняется как в пространстве, так и во времени, в результате чего была создана своеобразная переходная морфоструктура, сочетающая в себе черты океанического и континентального типа, но все же ни своим геологическим строением, ни рельефом не похожая до конца ни на материковые, ни на океанические морфоструктуры.

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

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

Тектоническая неоднородность шельфов выражается в различиях строения их фундамента, неодинаковом тектоническом режиме. В планетарном масштабе это разделение шельфов на атлантический и тихоокеанский типы или, следуя терминологии теории дрейфа литосферных плит, на пассивные и активные окраины океанов.

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

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

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

ЛИТЕРАТУРА

Аксенов А.А., Невесский Е.Н. Принципы и методы изучения осадочного покрова шельфа. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.

Берснев И.И. Происхождение и развитие впадины Японского моря. В сб. «Вопросы геологии дна Японского моря». Владивосток, 1973.

Буданов В.И., Ионин А.С., Каплин П.А., П. А., Медведев В.С. Современные вертикальные движения берегов морей Советского Союза. В сб. «Морская геология» (докл. сов. геол. к междунар. геол. конгр.), пробл. 10. М., Изд-во АН

СССР, 1960

Буркар Л. Рельеф морей и океанов. М., Изд-во иностр. лит., 1953.

Гальперин Е.И., Косминская И.П. (отв. ред.). Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.

Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф. Геоструктурная классификация и районирование шельфов. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.

Домиани Л. Номенклатура форм подводного рельефа океанов. В сб. «Рельеф и геология дна океанов». М., «Прогресс», 1964.

Каплин П. А. Берега Южной Америки. В кн. «Берега Тихого океана». М., «Наука» 1967.

Каплин П.А., Невесский Е.И., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Особенности строения и истории развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей. «Океанология», № 1, 1968.

Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1973.

Каплин П.А. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определений абсолютного возраста древних береговых линий. В сб. «Проблемы палеогеографии». М., «Наука», 1976.

Каплин П.А., Невесский Е.И. История развития и седиментогенез шельфовой зоны. «Океанология», № 2, 1976.

Каплин П.А., Тимофеев Д.А. Совещание по географии и геоморфологии шельфа. «Геоморфология», № 1, 1976.

Кулаков А.П. Геологическое развитие материковой окраины Охотского и Японского морей в плейстоцене. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.

Кулинич Р.Г., Васильев Б.И., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море). В сб. «Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана». Владивосток, 1974.

Леонтьев О.К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.

Леонтьев О.К. Основы физической географии Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1974.

Леонтьев О.К., Гершанович Д.Е. Шельф. Некоторые вопросы терминологии, геоморфологии и геологической истории. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука» 1975.

Ляцкий В.Б. Теоретические основы геологического изучения и картирования шельфов. В сб. «Картирование шельфов». Л., Изд-во Геофизического о-ва СССР, 1974.

Мысливец В.И., Соловьева Г.Д. Береговые линии Мирового океана и геохронология плейстоцена. «Вестн. МГУ. Сер. геогр.», № 1, 1976.

Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.

Николаев Н.И. Основные проблемы геологии шельфа. В сб. «Проблемы геологии шельфа». М., «Наука», 1975.

Суетова И.А. Количественная оценка амплитуды гляциоэвстатических трансгрессий и регрессий океана. В сб. «Baltica», т. 5. Вильнюс, 1974.

Тихий океан. Геофизика дна. М., «Наука», 1974.

Тузов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. М., «Наука», 1975.

Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.

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

ОСОБЕННОСТИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ СОВРЕМЕННЫХ МОРЕЙ, СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ В ГОЛОЦЕНЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА

Каплин П.А., Невесский Е.Н., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А.

Формирование рельефа шельфа, окружающего бассейны современных морей и океанов, происходило и происходит в условиях эвстатического повышения уровня Мирового океана в поздне- и послеледниковое время, с одной стороны, и преобладающих на последнем этапе истории Земли восходящих послеальпийских тектонических движений основных структур континентов — с другой. Одновременно с морфологической выработкой континентальной ступени развивался процесс седиментогенеза, и плащ осадков постепенно покрывал шельф. Таким образом, морфологическая эволюция шельфовой площадки и осадконакопления на шельфе были нераз-

рывно связаны и должны рассматриваться в их историческом единстве.

В настоящей статье будут рассмотрены некоторые общие аспекты эволюции шельфа в поздне- и послеледниковую эпоху, определяемые его морфологическими особенностями и строением покрывающих его осадочных толщ. В последующих статьях авторы предполагают рассмотреть в общих чертах особенности осадконакопления на шельфе, а также коснуться современных методов изучения шельфа и прибрежной зоны.

Послеледниковая эвстатическая трансгрессия определила основные черты в строении современного шельфа и береговой зоны. Для шельфа побережья США это было показано Каррем [Currau, 1966]. До трансгрессии в период последнего оледенения уровень моря, по мнению большинства исследователей, был на 80—100 м ниже, чем в настоящее время, и современная береговая зона, а также значительная часть шельфа развивались в условиях континентального режима. В этот и предшествующие периоды оледенений с материков в океан и на побережье были снесены большие массы обломочного материала, и современный шельф явился их своеобразным коллектором.

На многих побережьях мира во время трансгрессии оказались затопленными обширные предгорные равнины, сложенные в основном грубо обломочным (в приполярных районах ледниковым) материалом. Эти равнины в настоящее время являются верхней частью шельфа значительной части районов Мирового океана. На поверхности этих погруженных равнин обнаруживаются многочисленные образования субаэрального происхождения: моренные гряды, торфяники, речные долины, флювиогляциальные отложения и т. п.

Наиболее отчетливо развитие послеледниковой эвстатической трансгрессии подтверждается при океанических исследованиях, предусматривающих выполнение морских геологических разрезов.

В настоящее время в литературе описано большое количество геологических разрезов верхней части шельфа многих морей земного шара. Вряд ли возможно и необходимо в рамках настоящей статьи привести сколько-нибудь значительную их часть. Поэтому для анализа были выбраны лишь наиболее полные разрезы, выполненные в таких хорошо изученных районах, как побережье США и Голландии. Авторы опираются в своих выводах также на материалы разрезов, сделанных у побережий морей Советского Союза в основном сотрудниками Института океанологии АН СССР. На рисунках, приводимых в работе (рис. 1, 2), представлены наиболее характерные из разрезов толщи осадков верхней части шельфа. Сопоставление этих материалов показало большую общность наиболее типичных черт строения верхней части шельфа и прибрежной зоны самых разных районов.

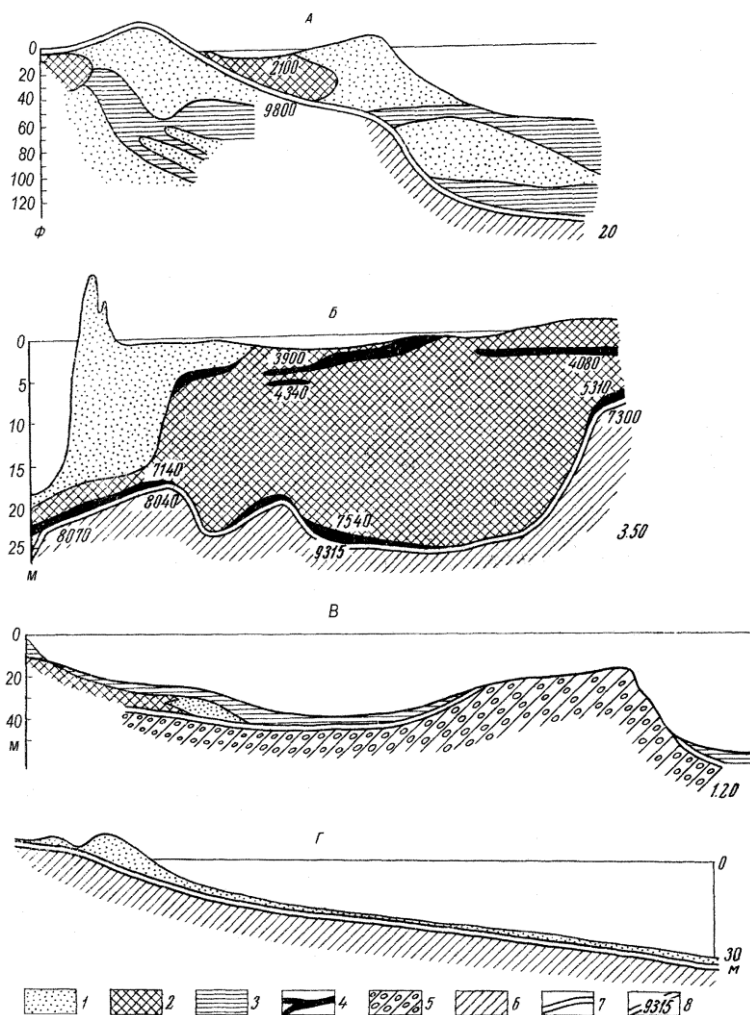


Рис. 1. Строение верхней части шельфа и прибрежной зоны различных районов земного шара

А — Мексиканский залив (по Шепарду [23], Бернарду и Лебланку [15]); Б — побережье Голландии (по Елгерсма [20] и Ван Стратену [26]); В — южное побережье Балтийского моря; Г — северное побережье Охотского моря; 1 — береговые аккумулятивные образования; 2 — лагунные и ваттовые осадки; 3 — морские осадки; 4 — горизонты торфа; 5 — морена; 6 — водноледниковые и аллювиальные отложения; 7 — верхняя граница плейстоценовых отложений; 8 — датировка абсолютного возраста осадков

Одной из наиболее характерных особенностей разрезов толщи осадков верхней части шельфа является наличие почти повсеместно фундамента или цоколя континентальных осадочных отложений преимущественно четвертичного возраста, которые подстилают голоценовые морские и прибрежно-морские образования.

Генезис континентальных отложений зависит от районов их распространения. Так, для морей, расположенных в районах, которые испытали оледенение, таких как Балтийское, Белое, побережье Новой Англии и ряд других, почти везде цоколем является морена.

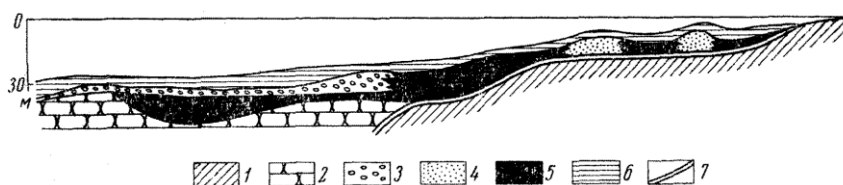


Рис. 2. Строение верхней части шельфа северо-западной части Черного моря
1 — лёссовидные суглинки (плейстоцен); 2 — аккумулятивные образования новозвксинского возраста (8—6 тыс. лет назад); 3 — то же, бугазско-витязевского возраста (6—3 тыс. лет назад); 4 — то же, джеметинско-каламитского возраста (3—1 тыс. лет назад); 5 — лагунные осадки разного возраста; 6 — современные морские осадки; 7 — верхняя граница плейстоценовых отложений

Подстилающей может быть и толща аллювиально-флювиогляциальных отложений, как, например, на Охотском море. В районах, не испытавших оледенения (Мексиканский залив, Калифорния, Черное море), цоколем обычно служат аллювиальные пески, лёссовидные суглинки и т. п.

Во многих случаях возраст этих континентальных отложений, составляющих фундамент верхней части шельфа, тем или иным способом определяется как плейстоценовый и даже нижнеголоценовый. Так, в Мексиканском заливе абсолютный возраст подстилающих современных морские и прибрежные отложения аллювиальных образований оказался равным около 9800 лет (рис. 1, А). Такой же примерно возраст оказывается у подстилающих береговые образования Голландии плейстоценовых песков, кровля которых маркируется слоем торфа (рис. 1, Б). С верхнеплейстоценовыми аллювиальными террасами на суше сопоставляются подстилающие образования шельфа на Охотском море (рис. 1, Г). На Балтике и в сопредельных районах вскрываемая на дне морена также рассматривается как продукт последнего оледенения (рис. 1, В). В заливе Куширо на о-ве Хоккайдо цоколем послеледниковых осадков является абразионная платформа, возраст которой оценивается 13 тыс. лет.

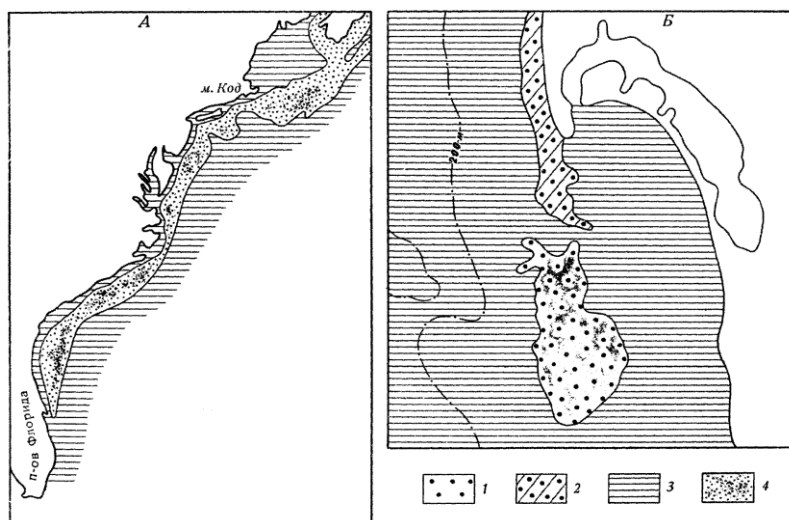


Рис. 3. Карты-схемы строения шельфа у побережья США (по Эмери [17, 18])
 А — Атлантическое побережье; Б — побережье Калифорнии; 1 — аллювиальные
 пески, сцементированные железистым цементом (плейстоцен); 2—скальные породы
 под тонким слоем гравия и ракуши; 3— современные морские осадки; 4— реликтовые,
 остаточные осадки

Однако в ряде случаев в качестве фундамента голоценовых отложений шельфа отмечены и породы дочетвертичного возраста (кристаллические, морские, осадочные, континентальные и др.). Поверхность цоколя шельфа часто весьма неровная и является собственно реликтом субаэрального рельефа. В настоящее время эта поверхность в пределах шельфа может быть обнажена или захоронена толщей осадков самой различной мощности.

В тех районах, где эта мощность невелика, коренной рельеф цоколя отчетливо выражен в современном рельефе шельфа, как, например, на шельфе Калифорнии, у Атлантического побережья США (рис. 3, А, Б), на побережье Балтийского моря (рис. 1, В) и в других местах.

Большой материал по строению толщи и характеру осадков верхней части шельфа позволяет уже сейчас наметить некоторые закономерности интенсивности седиментогенеза на шельфе в голоцене. В этом плане обращает на себя внимание в первую очередь распределение мощностей толщи голоценовых осадков шельфа и степень сложности ее строения. В качестве определяющих факторов четко выступают такие, как геолого-структурная приуроченность района, климатическая зональность и индуцируемый ею режим пи-

тания и особенности динамики береговой зоны того или иного района.

Действительно, наибольшую мощность имеют современные осадки шельфа в районах крупных, длительно развивающихся депрессий. Из приводимых нами примеров такими районами являются Мексиканский залив, район, прилегающий к побережью Голландии, зал. Куширо, а также северо-западная часть Черного моря, где наблюдается резкое, по сравнению с соседними участками, увеличение мощности толщи в пределах депрессий. Соответственно отложения в районах со стабильным тектоническим режимом или испытывающих поднятие, например шельф у побережья Калифорнии (рис. 3, Б) и Атлантического побережья США (рис. 3, А), обладают значительно меньшей мощностью и зачастую выклиниваются вовсе.

Однако на фоне структурно-геологической приуроченности интенсивность шельфового седиментогенеза определяется в значительной мере законами климатической зональности. В общем случае в районах с одинаковым или близким геологическим строением мощности голоценовых осадков верхней части шельфа значительно больше в областях тропической и теплой умеренной зон. Наоборот, в северной умеренной и субполярной зонах эти мощности понижены. В таких районах особенно широко распространены лишенные современных осадков участки дна, где обнажается морена или флювиогляциальные отложения, покрытые лишь тонким слоем остаточных образований (продуктов размыва).

Особенно четко это различие было выявлено нами при сравнении соответствующих отложений Охотского и Японского морей [Щербаков, 1965]. Достаточно ясно эта закономерность проявляется и при сравнении приводимых в настоящей статье разрезов. Так, например, разрез, выполненный в северной части Охотского моря (рис. 1, Г), располагается в пределах крупной и длительно развивавшейся депрессии, т. е. толща, вскрытая разрезом, образовалась в условиях, подобных условиям северо-западной части Черного моря или Мексиканского залива. Однако мощности голоценовых осадков в этой части Охотского моря несоизмеримо меньше, чем на разрезах Черного моря и Мексиканского залива. Таким образом, общая интенсивность накопления осадков верхней части шельфа в голоцене в субполярной зоне оказывается несравненно ниже, чем в теплой умеренной и субтропической зонах.

Конкретное распределение мощностей осадков в верхней части шельфа контролируется абразионно-аккумулятивным береговым процессом. Локальные, продуцируемые волнами и волновыми течениями, перемещения обломочного материала могут вести к образованию различных аккумулятивных форм, т. е. к значительным увеличениям мощностей осадков на ограниченных участках дна. Однако в силу тех или иных особенностей динамики береговой зоны прибрежное осадкообразование может быть минимальным или даже

сменится размывом. Подобный процесс в историческом плане приводит к образованию в верхней части шельфа толщи с резко колеблющимися мощностями, что, как правило, является характерной особенностью шельфовых отложений.

Характерной чертой разрезов отложений верхней части шельфа является чрезвычайно широкое распространение в толще различного рода береговых образований. Во многих случаях (особенно в лагунных районах) толща голоценовых осадков верхней части шельфа представляет собой серии сопряженных линзовидных прослоев. Среди этих линз наиболее часто встречаются и четко определяются два типа. Во-первых, линзы относительно более грубозернистых, чем окружающие, отложений. Они обычно четко ограничены и сложены песками, часто крупнозернистыми, с примесью гравия и гальки. Нередко среди песка встречается битая и окатанная ракушка и наблюдается обогащение его тяжелыми минералами.

Во-вторых, линзы алевроитовых или глинистых илов, характеризующихся наличием угнетенной тонкостенной фауны с высоким содержанием органики, растворимых форм железа и аутигенного пирита. Линзы второго типа как бы прислонены к линзам грубозернистых осадков и встречаются в едином комплексе с ними. Описанные выше литологические признаки, так же как характер пространственного залегания, показывают, что подобные комплексы являются реликтами лагун с остатками отчленяющих береговых форм (линзы грубозернистого материала) и линзами лагунных илов, отложившихся за этими формами.

В ряде случаев вверх по разрезу и одновременно в направлении современной береговой линии можно проследить серию описанных выше комплексов — своеобразную лестничную структуру, состоящую из линз различного генезиса,

Особенно подробно удалось изучить такое строение толщи отложений на шельфе Черного моря, где выполнено значительное количество геологических разрезов. Один из них представлен на рис. 2. Он вскрывает ритмически построенную толщу, состоящую из чередования линз грубозернистых и тонкозернистых осадков. Сопоставление представленных разрезов с материалами по другим районам Черного моря позволило выделить несколько возрастных групп реликтов древних аккумулятивных береговых форм и сопряженных с ними линз лагунных илов. Их значительная удаленность друг от друга и расположение в тектонически разнородных зонах, а также генетическая связь с прилегающими абразионными участками берега, показывают, что все четыре группы возникли в прошлом при одновременном усилении абразии по всему контуру побережья Черного моря.

С черноморскими разрезами во многом схожи разрезы, вскрывающие строение толщи отложений верхней части шельфа Мексиканского залива. Здесь (рис. 1, А) также были обнаружены как линзы

относительно грубозернистых береговых отложений, так и линзы соответствующих им лагунных илов. Однако в Мексиканском заливе эти образования имеют значительно большую мощность и размеры.

Подобная же картина имеет место в строении толщи прибрежно-морских отложений Голландии (рис. 1, *Б*). В основании разреза новейших отложений Голландии залегают плейстоценовые пески аллювиального происхождения. Выше них расположена мощная и довольно однородная толща в общем тонкозернистых осадков, описанная как отложения ваттов и лагун [Jelgersma, 1961]. Они частично перекрыты со стороны моря большой линзой более грубозернистых чисто песчаных осадков, часть которых является уже современной береговой аккумулятивной формой. По-видимому, в этом внешне однородном теле, простирающемся до глубин 20 и более метров, слился ряд более древних береговых образований, обнаруживаемых на больших и больших глубинах моря.

Несколько иной характер имеют разрезы верхней части шельфа южных районов Балтики (рис. 1, *В*) и севера Охотского моря (рис. 1, *Г*). В основании разреза верхней части шельфа южной Балтики вскрываются валунные суглинки, сопоставляемые с мореной последнего оледенения [Павлидис, 1961]. На них с размывом залегает толща рыхлых отложений голоценового возраста. С поверхности ее слагает слой (мощностью в среднем около 1 м) современных чисто морских осадков, представленных в основном песками. Под этими морскими осадками непосредственно на морене обнаруживается несколько более мощная толща сложного строения.

На глубинах 18—20 м была обнаружена линза грубозернистых песчано-галечных отложений, представляющих собой реликт береговой аккумулятивной формы. В сторону берега от реликта тянется толща тонкозернистых осадков, представленных песчанистыми и алевроитовыми илами лагунного типа. Таким образом, приводимый разрез южной Балтики в целом подобен описанному выше разрезу северо-западной части Черного моря. Однако надо отметить меньшую мощность современных морских, реликтовых береговых и лагунных отложений на Балтике, а также ограниченное число реликтов по разрезу по сравнению с Черным морем.

Последний из приводимых разрезов (рис. 1, *Г*) иллюстрирует строение верхней зоны шельфа северной части Охотского моря. В основании разреза залегает толща довольно тонкозернистых алевроитов с горизонтами торфа. Установлено, что это континентальные осадки, которые сопоставимы с отложениями низкой речной террасы прибрежной равнины. На этом цоколе в пределах всего подводного склона до глубин 30 и более метров обнаружен всего один чрезвычайно маломощный (от 1 м до нескольких десятков сантиметров) слой голоценовых морских отложений. Они представлены песчано-галечным и чисто галечным материалом. Эти грубозернистые осадки можно рассматривать лишь как остаточные образования пол-

ностью перемытых и переотложенных в процессе трансгрессии береговых форм [Аксенов и др., 1964]. Резко увеличивается мощность этих отложений лишь на урезе, где образуется крупное аккумулятивное тело.

Следует отметить, что разрезы, совершенно аналогичные описанному выше, характерны и для верхней зоны шельфа северной части Берингова моря [Щербаков, 1959].

Все приведенные выше разрезы строения верхней части шельфа достаточно наглядно подтверждают положение о том, что развитие шельфа и толщи слагающих его осадков тесно связано с характером протекания позднепоследледниковой трансгрессии Мирового океана. Совпадение максимальных глубин залегания плейстоценовых континентальных осадков, а также их абсолютного возраста в различных районах шельфа Мирового океана не оставляет сомнения в эвстатическом характере трансгрессии.

Развитие трансгрессии началось с периода наинизшего стояния уровня океана во время последнего оледенения — около 20 тыс. лет назад [Shepard, 1961]. Многочисленные данные и, в частности, сравнение гипсометрических уровней ряда морфологических элементов дна, изучение стратиграфии осадочных толщ и т. д. позволяют утверждать, что в первый период развития трансгрессии скорость ее была весьма высокой (до 860 см в тысячелетие, по Менарду [Menard, 1964]). Субаэральный рельеф и отложения затоплялись с большой скоростью и оставались часто почти неизменными.

Высокая скорость повышения уровня океана отмечается и в первые 6 тыс. лет голоценового времени, т. е. от 12 тыс. лет до 6 тыс. лет назад. В период около 6 тыс. лет назад трансгрессия, достигнув, по Шепарду [Shepard, 1964], отметки 6—7 м ниже современного уровня океана, резко замедлилась. Видимо, именно это время нужно считать временем начала формирования современной береговой зоны.

Мы не будем касаться здесь общеизвестной дискуссии между сторонниками взглядов Шепарда, утверждающими, что с тех пор уровень неизменно продолжал повышаться, но никогда в голоцене не был выше современного, и последователями Фейрбриджа [Fairbrige, 1901], (считающего, что в период климатического оптимума 2,5—6 тыс. лет назад уровень океана был на 1,5—3 м выше, чем в настоящее время. Любая из названных концепций допускает, что за последние 6 тыс. лет уровень Мирового океана не менялся в больших пределах, чем 10 м, т. е. в пределах современной береговой зоны.

Следует подчеркнуть, что трансгрессия Мирового океана в послеледниковое время не была равномерной по своей скорости. Сейчас уже с достаточной достоверностью можно говорить о ряде этапов ускорения и замедления трансгрессии в последние 6—7 тыс. лет. Возможно, что и в более ранние периоды неравномерность хода

трансгрессии была характерной ее чертой. Во всяком случае, Кенней [Kenney, 1964] предполагает двукратные временные задержки в развитии трансгрессии в интервале времени 20—12 тыс. лет назад. Этапы замедления в ходе трансгрессивного подъема уровня в более позднее время хорошо зафиксированы при исследованиях Института океанологии на Черном море [Невесский, 1961], на Балтике [Павлидис, 1961]. Выше указывалось на существование в толще осадков шельфа Черного моря нескольких возрастных групп реликтовых береговых образований, развитие и захоронение которых могло быть связано только с этапами замедления и ускорения эвстатической трансгрессии. Эти этапы трансгрессии были датированы приблизительно 8—6; 6—3; 3—1 тыс. лет назад [Невесский, 1958].

Факт замедления трансгрессии на уровне, близком 10 м, хорошо фиксируется на дальневосточных морях СССР в виде ступеней размыва аккумулятивных форм и гряд на подводном склоне Берингова и Чукотского морей [Каплин, 1957; Щербаков, 1959], реликтовых, захороненных на этой глубине аккумулятивных образований в Японском море [Медведев и др., 1961], а также подводных террасовидных ступеней, обнаруженных у берегов Сахалина [Владимиров, Медведев, 1959].

Безусловно, эвстатическое повышение уровня океана сыграло решающую роль в формировании сложно построенной толщи осадков, слагающих верхнюю часть шельфа. Благодаря тому, что в период трансгрессии береговая зона постоянно мигрировала вверх по шельфу, в толщу его осадков закономерно оказались включенными береговые аккумулятивные образования. В дальнейшем береговые формы захоронялись под отложениями глубокого моря. С этой точки зрения, осадки верхней части шельфа можно считать продуктом процессов седиментогенеза береговой зоны, с одной стороны, и глубокого моря — с другой.

Собственно сама современная береговая зона возникла и эволюционировала в изумительно короткое геологическое время — 6 тыс. лет. В зависимости от местных геологических и физико-географических условий различные участки береговой зоны достигли за этот период различных фаз развития.

В районах, сложенных достаточно прочными по отношению к размыву породами или укрытых от сильных волнений океана, берега и верхняя часть шельфа по существу были только подтоплены, остались неизменными морем и сохранили многие черты, свойственные рельефу суши. Во многих других районах береговая зона и верхняя часть шельфа были в значительной степени переработаны морем. Во время трансгрессии, особенно в периоды ее ускорения, по-видимому, главным процессом, происходящим в береговой зоне и верхней части шельфа, была активная абразия, приводившая к переработке отложений шельфа и береговой зоны. Активная абразия стимулировалась невыработанностью профиля затопляемой части

шельфа и наличием большого количества грубообломочного материала, способствовавшего размыву коренных пород в качестве абразива. В районах, сложенных неустойчивыми к размыву породами, берег отступил на десятки километров, и в верхней части шельфа выработались широкие абразионные платформы.

Интенсивной переработке подверглись поверхности и отложения затопленных предгорных равнин, как правило, имеющих пологие уклоны в сторону моря. Эта переработка выразилась главным образом в размыве приурезовой части затопляемых равнин и выбросе обломочного материала выше уреза, где из него формировались береговые валы. Механизм этого явления достаточно полно проанализирован во многих работах, главным образом в отношении формирования лагунных баров [Долотов и др., 1964; Зенкович, 1957; Каплин, 1957; Каплин, 1964].

В зависимости от темпа относительного погружения и количества поступающих к урезу наносов развитие отмелей аккумулятивных участков происходило по-разному. В периоды ускорения трансгрессии береговые бары, не успев вдвинуться в сторону суши, затапливались и в дальнейшем погребались под толщей морских осадков. При замедлении темпа трансгрессии бары постоянно наращивались за счет донных наносов и сдвигались в сторону суши, наползая на лагунные и континентальные отложения. Именно такой процесс привел к образованию ритмично построенных толщ, о которых говорилось выше. По всей вероятности, именно таким способом происходило также формирование лагунных побережий северо-востока СССР, Сахалина, Центральной Америки.

Одновременно в периоды замедления трансгрессии в результате образования достаточно широких абразионных террас, стала проявляться тенденция к отмиранию абразионных форм рельефа и некоторых аккумулятивных образований, питающихся за счет первых. Этот процесс стал особенно заметно проявляться в последние тысячелетия. По-видимому, он связан с тектоническими поднятиями основных структур континентов, таких как Анды, горные хребты Восточной Азии, горы Австралии, Новой Зеландии, Альпийского горного пояса Европы, а также с изостатическими поднятиями областей, освободившихся от четвертичных ледников (Скандинавия, Канадский щит, Аляска и др.). Можно думать, что тектонические поднятия происходили еще с конца мезозоя и продолжались все послеледниковое время, в том числе в четвертичный период.

Однако эвстатическое повышение уровня Мирового океана в период наиболее интенсивного развития трансгрессии по скорости превосходило тектонические движения, и в целом побережья относительно погружались. Вследствие уменьшения общей скорости эвстатического изменения уровня в последние 6 тыс. лет, тектонические движения суши стали опережать поднятие уровня. Анализ материала по побережьям Тихого океана, например, показал, что в по-

давляющем числе прибрежных районов современное поднятие суши сменило недавнее относительное погружение. Смена в знаке движения, видимо, произошла 1,5—2 тыс. лет назад.

Общее поднятие побережий в последние тысячелетия привело к резкому снижению темпа абразии на берегах. В основном это связано с тем, что в период относительной стабильности побережий при смене знака вертикальных движений особенно интенсивно шло расширение подводных абразионных террас. Во многих районах (Южная и Центральная Америка, северо-восток Азии, некоторые участки африканского континента) их ширина достигает 1—2 км, и они надежно защищают сушу от размыва, так как на их поверхности рассеивается энергия морских волн. В связи с этим интересно отметить, что многие ярко выраженные абразионные формы (клифы, волноприбойные ниши и т. п.), видимо, являются не современными образованиями, а реликтами, оставшимися от недавнего периода активной абразии на побережьях Мирового океана.

На аккумулятивных берегах в ходе поднятия суши, так же как при погружении, происходила активная перестройка профиля подводного склона и массовая подача наносов со дна к берегу [Долотов и др., 1964; Леонтьев, 1949]. При поднятии суши переработке подвергалась значительно большая зона подводного склона, чем при погружении; кроме того, она сочеталась с осушением мелководной прибрежной полосы дна, и выдвигание берега поэтому происходило особенно интенсивно. Широкое распространение в этот период получило наращивание аккумулятивных форм в результате причленения к их морским краям вновь образующихся береговых валов и осушения дна лагун с их внутренней стороны.

Процесс длительного поступления донного материала на берег и нарастание последнего на современном этапе развития побережий имеет, видимо, повсеместный и планетарный характер. При этом все большие и большие массы обломочного материала, слагающего верхнюю часть шельфа, вовлекаются в этот процесс.

Таким образом, расширение шельфа, имевшее место в течение почти всего голоцена, в настоящее время, по-видимому, прекратилось, и во многих районах, напротив, происходит его сужение за счет нарастания аккумулятивных берегов.

Кроме основных факторов формирования рельефа и осадков шельфа — эвстатического повышения уровня Мирового океана и тектонических движений суши, существенное значение имели и другие факторы и процессы как планетарного, так и местного характера. Например, климатические изменения эпохи голоцена, так же как изменения климата по географическим зонам, определяли характер первичной мобилизации обломочного материала на водосборных площадях и поступление его в прибрежную зону и на шельф. От них же в большой степени зависели процессы физической и химической дифференциации осадков, интенсивность биогенного осадкообразо-

вания, характер разрушения берегов в ходе абразии и т. п.

Среди факторов местного характера имели значение местные неотектонические движения, рельеф и уклоны прибрежной полосы суши и дна, литология слагающих побережья пород, приуроченность участка шельфа к тем или иным геологическим структурам, локальные условия питания седиментационным материалом и т. д.

Сочетание всех упомянутых факторов как общепланетарных, так и местного характера дает чрезвычайно сложную картину развития шельфа. И, естественно, в каждом конкретном случае мы обязаны учитывать все факторы. Тем не менее, можно с уверенностью сказать, что количество типичных районов развития шельфа в голоцене ограничено. Задачей ведущихся в настоящее время исследований является выделение таких типичных районов для всех широт. Классификация шельфовой зоны должна строиться, на наш взгляд, как на морфологической, так и на историко-генетической основе. Подобная систематизация позволит вскрыть механизм историко-геологического развития того или иного района современного шельфа, расшифровывать процессы седиментогенеза и новейшего рудообразования, а также проводить параллели с ископаемыми аналогами современных шельфовых толщ, что существенно важно для поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А.А., Ионин А.С. и Щербаков Ф.А. 1964. Новые данные о строении толщ, современных прибрежных отложений. Океанология, т. IV, вып. 5.
- Владимиров А.Т. и Медведев В.С. 1959. Исследования по динамике и морфологии берегов Охотского и Японского морей. Тр. Океанотр. комис. АН СССР, 4.
- Гершанович Д.Е. 1966. О принципах классификации шельфовой зоны. Тр. Всес. н.-и. ин-та морск. рыбн. х-ва и океаногр., 60.
- Долотов Ю.С., Ионин А.С., Каплин П.А. и Медведев В.С. 1964. Относительные колебания уровня моря и их влияние на развитие морских берегов. В сб. Теоретические вопросы динамики морских берегов. «Наука», М.
- Зенкович В.П. 1957. О происхождении береговых баров и лагунных берегов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 21.
- Каплин П.А. 1957. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР. Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 2.
- Каплин П.А. 1964. Некоторые закономерности образования лагун. Океанология, IV, вып. 2.
- Леонтьев О.К. 1949. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря. Докл. АН СССР, 66, № 3.
- Медведев В.С., Долотов Ю.С., Щербаков Ф.А. 1961. Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 48.
- Невесский Е. Н. 1958. К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 28.
- Невесский Е.Н. 1961. О послеледниковой трансгрессии Черного моря. Докл. АН СССР, 137, №3.
- Павлидис Ю.А. 1961. Особенности послеледниковой трансгрессии Балтийского моря. Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 12.

- Щербаков Ф.А.* 1959. Литологические исследования наносов побережья Анадырского залива. Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 4.
- Щербаков Ф.А.* 1965. Особенности прибрежных отложений в дальневосточных морях СССР. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 76.
- Bernard H.A. and Leblanc B.J.* 1965. Resume of the quaternary geology of the Northwestern Gulf of Mexico (Province. The Quaternary of the United States review. The VII Congr. Intern. Ass. Quatern. Res.
- Curry J.R.* 1966. Late Quaternary History Continental Shelves of the United States. The Quaternary of the United States, review. The VII Congr. Intern. Ass. Quatern. Res.
- Emery K.O.* 1958. Continental shelf sediment of Southern California. Geol. Soc. Amer. Bull., 68.
- Emery K.O.* 1965. Geology of continental margin of Eastern United States. Submarine geology and geophysics. Proc. 17-th Symposium of the Colston Research Soc. Univ. Bristol, Butterworth, London.
- Fairbrige R.W.* 1901. Eustatic changes in sea level. Phys. and Earth, 4:
- Jelgersma S.* 1961. Holocene sea level changes in the Netherlands. Mededelingen van de Geologische Stichting Ser. C VI, No. 7.
- Kenney T.C.* 1964. Sea level movements and the geologic history of the post-glacial marine soils at Boston Nicolet Ottawa and Oslo. Geotechnique, 14, No. 3
- Menard H.W.* 1964. Marine geology of the Pacific. Mc Grow-Hill Book Company.
- Shepard F.P.* 1966. Late Pleistocene and Recent history of the Central Texas coast. J. Geol., 64.
- Shepard F.* 1961. Sea level rise during the past 20000 years. Zeitschrift für Geomorph. Supplementband 3, S.
- Shepard F.* 1964 Sea level changes in the past 6000 years. Science, 143, No. 3606.
- Straaten L.M.J.U. van.* 1963. General outline of Holocene sedimentation in the coastal area of the Netherlands. 6-th Internat. Sediment. Congr. Guide to Field trip.

ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ

Каплин П.А., Невеский Е.Н.

В настоящее время общеизвестно огромное научное и практическое значение исследований на шельфе, являющемся окраиной материков и частью переходной зоны от континентов к океану. На шельфе сосредоточены значительные минеральные (нефть, газ, твердые полезные ископаемые) и пищевые ресурсы.

Формирование современного облика шельфа обусловлено многими факторами: а) строением его фундамента, б) колебаниями уровня океана в кайнозое, в) новейшими тектоническими движениями, г) процессами литодинамики и морфогенеза, д) процессами со-

временного и кайнозойского седиментогенеза. Все эти факторы привели к образованию своеобразного рельефа, сложно построенной толщи осадков и специфических геохимических ландшафтов окраинной зоны материков.

Окраины континентов сильно отличаются друг от друга в батиметрическом и геологическом отношениях. Однако с точки зрения глобальной тектоники плит правомерно разделить их на две крупные группы: активных и пассивных.

В пассивных окраинных зонах не наблюдается землетрясений и широко распространенного вулканизма. Пассивные окраины обозначают первоначальное местоположение раскола плиты, которое сейчас является границей между океаном и континентом. В связи с этим в области пассивных океанских окраин шельфы ограничены разломами или континентальными флексурами. Здесь происходят прогибания земной коры и отмечаются значительные мощности терригенных и карбонатных осадков, а также отложения солей с образованием соляных структур.

Активные окраинные зоны ассоциируются с вулканизмом, горообразованием и землетрясениями. Они служат границей между двумя плитами коры, которые либо сходятся, либо скользят относительно друг друга, что сопровождается деформацией и разрушением коры. Шельфы активных окраин характеризуются широким распространением надвигов или сбросо-сдвигов, крайне неравномерной мощностью доплейстоценовых отложений.

Последние годы ознаменовались интенсивным развитием на шельфах геофизических работ, бурения с коммерческими целями. Однако эти работы, не преследуя задачи научного изучения природы и структуры фундамента шельфа, мало способствовали выяснению происхождения окраин континентов.

Глубоководное бурение по проекту Джоидес, к сожалению, на шельфах не проводилось. Лишь при подготовке к этому проекту было пробурено небольшое число скважин в районе п-ва Флориды и плато Блейк (пассивная окраина) [2]. Разрез, построенный по данным этого бурения, стал уже классическим и рассмотрен во множестве работ.

Бурение в сочетании с данными сейсмических наблюдений показало, что шельф здесь сложен осадочными породами с возрастом от верхнего мела до плейстоцена. Фундамент шельфа имеет неровную поверхность, образуя в центральной части вогнутость, в которой происходило особенно интенсивное осадкообразование. Существование поднятий фундамента шельфа у его внешнего края, очевидно, одна из важнейших черт пассивных окраин континентов. Положительные структуры внешнего шельфа по происхождению связаны с интрузиями изверженных пород, соляными диапирами, биогермами. Эти краевые поднятия создают ловушки для накопления в центральной части шельфа мощной толщи осадков.

Бассейны седиментации, связанные с пассивными окраинами, вообще весьма различны по своей структуре и стратиграфии. В некоторых из них преобладают отложения карбонатных осадков (Багамская банка), в других наблюдается в основном терригенная седиментация, чаще всего связанная с дельтовыми системами (Мексиканский залив, дельта Нигера и т. п.). Структурно некоторые пассивные окраины характеризуются глыбовой тектоникой (Австралия).

В области шельфов активных окраинных зон глубоководного бурения не проводилось. По геофизическим данным можно судить, что на шельфах окраинных морей, ограниченных островными дугами, могут находиться бассейны, заполненные мощной толщей осадков. Характер отражений сейсмических волн в этих бассейнах указывает на их заполнение обломочным материалом. Фундамент этих бассейнов часто деформирован.

Строение шельфов активных окраинных зон геофизически достаточно хорошо изучено в дальневосточных морях СССР и северо-западной части Тихого океана, где советскими исследователями ведутся интенсивные геофизические работы [14]. На шельфах этого сектора Тихого океана по геофизическим данным прослеживается кора континентального типа, состоящая из базальтового, гранитного и осадочного слоев. Однако мощность этих слоев меняется от места к месту, а рельеф их поверхности весьма неровен. В районах Западной Камчатки, северной части Охотского моря, на шельфе Японии и Приморья осадочные горизонты, по данным Туезова, имеют мощность от 0 до 10—15 км. Они подстилаются гранитным слоем, максимальная мощность которого достигает 20 км у о-ва Хонсю. В Приморье и у Сахалина он достигает 16 км, а в некоторых районах Охотского моря — от 8 до 4 км. В перечисленных районах прослеживается и базальтовый слой мощностью до 20—24 км. Простирания структурных элементов базальтового и гранитного слоев хорошо согласуются с геоморфологическим строением шельфовых зон. С внешними, краевыми областями шельфа Тихоокеанского сектора совпадают аномалии силы тяжести.

Новая международная программа глубоководного бурения ИПОД предусматривает заложение буровых профилей в окраинных зонах океана и в том числе отдельных скважин на шельфе [11].

Выполнение глубинных комплексных разрезов через континентальную террасу позволит не только реконструировать палеогеографическое развитие окраинных областей океана в древние эпохи, но и вскрыть динамику тектонического процесса на стыке океанической и материковой коры. Эти работы имеют также громадное практическое значение в плане выявления на шельфе месторождений твердых полезных ископаемых и газонефтеносных структур.

Большую роль в формировании рельефа шельфа играли плейстоценовые колебания уровня Мирового океана. В основном они

имели гляциоэвстатический характер и происходили, по подсчетам Маркова и Суетовой [8], в диапазоне высот от +10 до –110 м по отношению к современному нулю глубин.

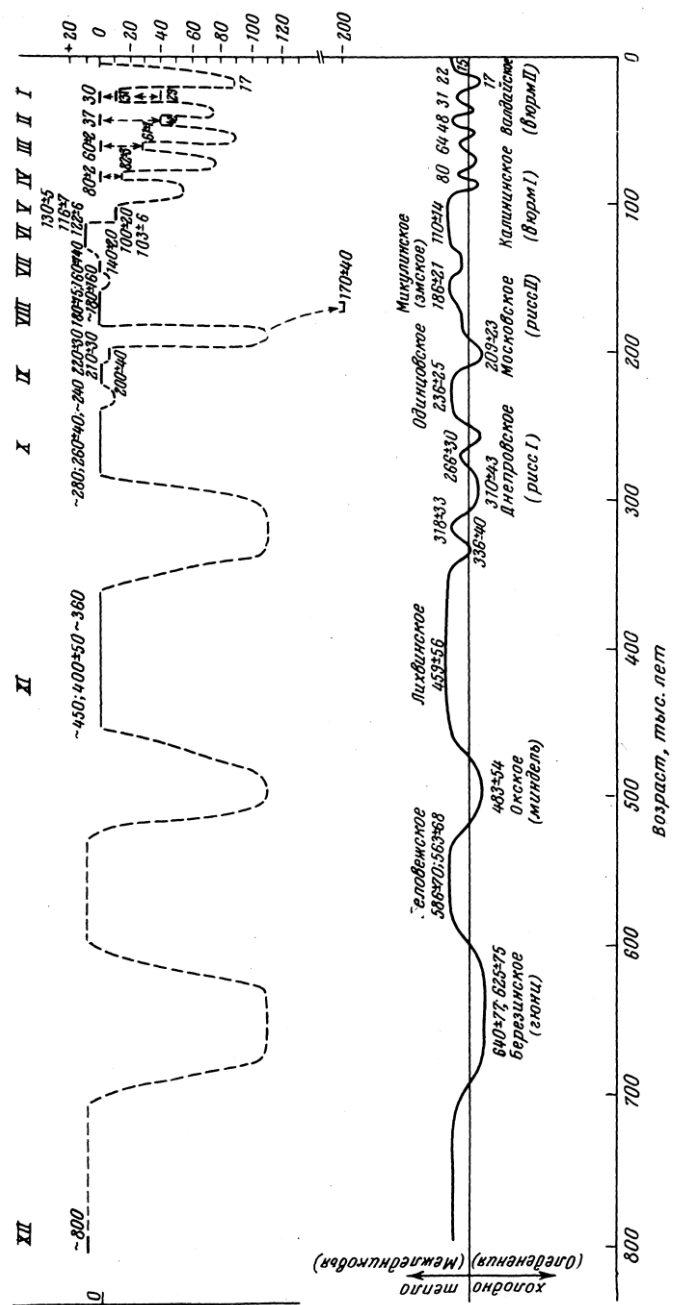
Хронология гляциоэвстатических трансгрессий можно составить по возрастным определениям древних береговых линий. Однако регрессии, их разделяющие и соответствующие эпохам оледенений, почти не поддаются определениям. Регрессивные стадии должны фиксироваться погруженными подводными террасами. Подводные береговые террасы сохраняются плохо, так как во время повторных трансгрессий и регрессий они разрушаются в зоне прибоя, мигрирующей по шельфу. Поэтому обычно мы встречаемся со следами лишь последней голоценовой регрессии, которая имела определяющее влияние на формирование современных осадков и рельефа шельфа [5].

По поднятым береговым линиям в последние годы появилось относительно много датировок. Большинство из них относится к островам тропической зоны океана. Это вызвано следующими обстоятельствами: тропические острова полностью или частично бывают построены кораллами, которые, как известно, наиболее четко фиксируют положение уровня океана [1, 6]. Океанические острова, особенно атоллы, являются прекрасными индикаторами колебаний уровня океана в плейстоцене.

На рис. 1 показаны основные датировки плейстоценовых уровней тропических островов, проведенные изотопными методами. Террасы датируются в несколько временных рядов. Наиболее древние из них имеют возраст около 800 тыс. лет назад (т. л. н.).

Можно предполагать, что уровень океана был близок к современному в периоды, когда формировались береговые линии I—XII с возрастом (т. л. н.): I — 35—24; II — 50—40; III — 65; IV — 80; V — 110, VI — 130—116; VII — 140; VIII — 180—160; IX — 230—210; X — 260; XI — 450—360; XII — 800. Благодаря достижениям физических методов абсолютной геохронологии в настоящее время стало возможным сравнение независимых возрастных характеристик трансгрессий Мирового океана с периодами оледенений и межледниковий.

Террасы верхнеплейстоценового времени I — IV синхронизируются с оледенениями вюрма: 32—24 т. л. н. (паудорф, плампойнт, брянский интервал), 50—40 т. л. н. (порт-талбот, карукюласское межледниковье), 80 т. л. н. (ранневюрмское, верхневолжское потепление). Терраса V уверенно коррелируется с концом рисс-вюрмского (эмского, микулинского, сангамонского) межледниковья, VI — с его самым теплым оптимумом (на Русской равнине—120—90 т. л. н.). Предполагается, что ранняя стадия микулинского потепления была 170—160 т. л. н. По-видимому, с этим потеплением связано формирование VIII береговой линии. Неясна корреляция VII террасы.



Сопоставление колебаний уровня Мирового океана с эпохами оледенений и потеплений плейстоцена

По некоторым данным, на период 150—130 т. л. н. приходится временное похолодание росс-вюрмского межледникового. Однако, учитывая статистическую ошибку датировок (+30 тыс. лет), можно предположить, что и эта терраса относится к оптимуму межледникового. Поэтому IX береговая линия, несомненно, может быть сопоставлена с периодом потепления, разделяющим росс I и II. На Русской равнине потеплению, продатированному в интервале 250—210 т. л. н., придан ранг межледникового, названного одинцовским или рославльским.

Совсем недавно в моренах днепровского (росс I) оледенения были обнаружены горизонты отложений, образовавшихся в довольно теплое время. Эти горизонты хорошо увязываются между собой, так как к ним приурочена инверсия магнитного поля, получившая наименование события Чеган. Время этой инверсии 266 ± 30 т. л. н. Видимо, этому потеплению синхронна трансгрессия, сформировавшая X террасу. XI береговая линия несомненно возникла при обширной трансгрессии миндель-росского (лихвинского) межледникового. Наконец, XII терраса соответствует высокому положению уровня океана в период перед началом (700 т. л. н.) древнейшего оледенения (гюнц, березинское, варяжское).

Приходится констатировать, что из-за несовершенства методики определения абсолютного возраста пока что не удалось продатировать трансгрессию, синхронную гюнц-миндельскому (беловежскому) межледниковью. Предложенную корреляцию береговых линий с периодами геней нужно рассматривать как весьма предварительную. Для надежной корреляции гляциоэвстатических трансгрессий, уточнения хроностратиграфии ледникового периода, статистической обработки данных необходимо резкое увеличение количества датировок по трансгрессивным и, особенно, регрессивным уровням океана и серьезное совершенствование методов абсолютной геохронологии.

Одним из основных факторов, определивших формирование современных шельфов, явился неотектонический фактор, проявившийся в глобальном масштабе. В результате прогибания океанического дна и поднятия в кайнозой основных структур континентов повсеместно проявилось геократическое опускание уровня Мирового океана [7]. Направленное, регрессивное падение уровня Мирового океана, как известно, подтверждается «лестницами» морских террас (средиземноморские террасы), отмеченных на африканском побережье, в Южной Америке, Мексике, Калифорнии и других областях [4, 5]. По нашим подсчетам скорость геократической регрессии в плейстоцене достигала 0,1 м/тыс. лет, а ее размах — от 0 до 100 м.

Геократическая регрессия осложнялась региональными тектоническими движениями побережий и шельфа, которые в случае устойчивых плейстоценовых прогибаний структур (побережье Северного моря, Атлантическое побережье США и др.) компенсировали

регрессию. Изостатические воздымания районов древнего и современного оледенения, напротив, опережали тектонические поднятия, в результате чего молодые береговые линии (например, Шпицберген, Скандинавия, Западное Беломорье, Канадская Арктика и др.) оказались на уровнях, значительно превышающих высоты «средиземноморских террас» [5, 10].

Характерное для кайнозоя сочетание темпов глобальных неотектонических движений окраин материков и эвстатических колебаний уровня вообще и особенно в голоцене привело к широкому развитию шельфовых зон, что является типичным для современной эпохи. С другой стороны, дифференцированность тектонических движений на отдельных участках создала значительное количество отклонений в развитии шельфов. Так, например, при детальном исследовании развития шельфа Кубы работами ИОАН СССР была установлена глубокая зависимость морфо- и седиментогенеза от унаследованных и непрерывно развивавшихся здесь в плейстоцене тектонических подвижек.

Тектонические движения являлись своеобразным фоном, на котором развивались экзогенные процессы морфолитогенеза, и в то же время активнейшим фактором, определявшим акцент этого развития. Мощностные осадочные толщи, крупность осадков, направления рифогенных барьерных образований, перемежающаяся или постоянная замкнутость фрагментарных прибрежных акваторий,— все это чрезвычайно часто индуцировалось и поддерживалось во времени новейшим тектогенезом, который выступал в качестве основного фактора.

Не менее активная роль новейших тектонических движений была выявлена для Черного и Белого морей [9, 12]. Например, для Белого моря, большая часть которого лежит в пределах Балтийского щита, характерно блоковое строение побережий и дна и широкое развитие в антропогене гляциоизостатических и упругих колебаний. Наряду с основной тенденцией, выражавшейся в непрерывном опускании центральной котловины, исследования фиксируют мозаичность рельефа и строения осадочного чехла, особенно в западных частях бассейна. Это связано, по-видимому, с системой поперечных разломов, по которым осуществлялись новейшие блоковые дифференцированные подвижки. На рис. 2 приведена неотектоническая схема дна центральной части бассейна, составленная для голоцена на основании морфологического и фациального изучения отдельных горизонтов осадочной толщи, мощности осадочного чехла и т. д.

Для выяснения литодинамических процессов в пределах современного шельфа, а также изучения вопросов прибрежного и донного рельефообразования много сделано в ходе литологических и геоморфологических работ на морях Советского Союза и за рубежом. В институте океанологии под руководством В.В. Лонгинова проводятся широкие исследования особенностей

перемещения материала на шельфе в связи с различием морфологических и гидродинамических обстановок, условий питания различных участков шельфа терригенным материалом и т. д.

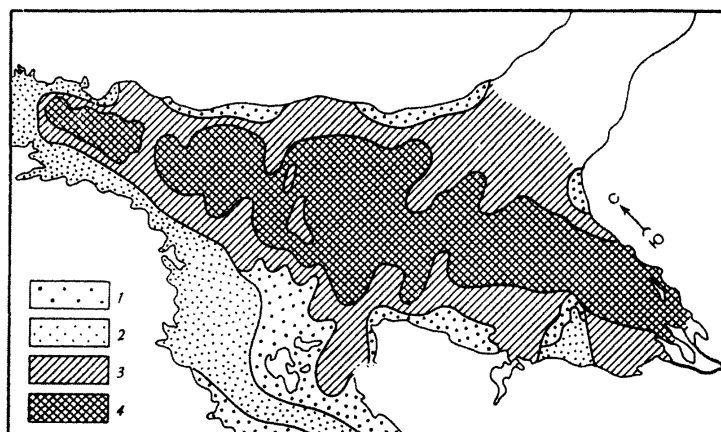


Рис. 2. Схема неотектонических движений дна центральной части Белого моря в голоцене.

1 — зоны слабого поднятия, 2 — интенсивного поднятия, 3 — зоны слабого опускания, 4 — интенсивного опускания

Эти исследования в целом показали, что механизм перемещения обломочного материала на шельфе известен нам еще мало. В частности, по-видимому, чрезвычайно важную роль играют в этом процессе гравитационные перемещения, возможность которых создается на локальных участках шельфа, характеризующихся, как правило, повышенным темпом осадконакопления. При этом накапливаются большие массы динамически неустойчивого осадка. Стабильность этих масс в определенный момент нарушается, и они способны к быстрому и внезапному перемещению и расползанию в виде своеобразных подводных лавин на обширные площади [13]. Это явление универсально для подводного склона. Оно не обязательно приурочено к подводным каньонам, хотя здесь наиболее вероятно. Внезапное смещение больших масс осадка нарушает равномерность седиментационного процесса, ведет к стратификационным деформациям, изменению мощностей, гранулометрического состава и т. д. Естественно, без учета этого явления можно прийти к ложным палеогеографическим выводам при исследовании такой толщи.

Вывод о важной роли гравитационных процессов в перемещении материала шельфа подтверждается непосредственными наблюдениями из подводной лодки одного из авторов сообщения. Обследованный до глубины 300 м участок шельфа Черного моря имеет

очень сложный рельеф. Он прорезан многочисленными долинами, по которым наблюдается массовое перемещение обломочного материала. Склоны долин осложнены оползновыми «языками», бороздами. Здесь можно наблюдать типичные стенки отрыва, огромные оползневые цирки.

Большое разнообразие форм рельефа свидетельствует о многообразии процессов его формирования. Процессы обрушения, оползания, осыпания и т. п. в основном моделируют верхние части склонов. В их нижних частях, видимо, доминируют процессы линейного размыва и сноса, образующие вторичные долины и гребни между ними. Советскими исследователями выявлены принципиальные различия динамического развития берегов и шельфов на различных широтах. В частности, детальные исследования, проведенные в тропиках, показали существенную роль для развития ряда прибрежно-шельфовых карбоната кальция, обладающего в тропическом климате повышенной миграционной способностью.

Массовая литификация аккумулятивных образований в ряде случаев затормаживает нормальный абразионно-аккумулятивный процесс, искажает ход первоначального морфодинамического развития, усложняет рельеф прибрежно-шельфовой зоны, в конечном итоге изменяет весь седиментационный, а вслед за этим и геохимический процесс. Прекрасным примером может служить район Икакос на северном побережье о. Куба, где эти явления выражены очень отчетливо [3]. Особую специфику имеет развитие субполярных полярных шельфов в связи с характерными изменениями окружающей среды в плейстоцен-голоцене.

Большое значение для познания истории развития шельфа и процесса седиментогенеза в его пределах имеет комплекс литологических исследований. Грунтовая съемка и сбор кернов грунтовыми трубками позволяют восстановить палеогеографическую обстановку формирования толщи шельфовых отложений, выявить зоны размыва и аккумуляции и т. д.

Весьма перспективными для возрастного расчленения осадочных толщ представляются исследования комплексов фауны и флоры, абсолютного возраста, а также соотношений O^{18}/O^{16} в карбонатном материале осадков, в раковинах моллюсков, в иловых водах. Такие работы проведены на шельфах Каспийского, Черного и Белого морей (совместные исследования географического факультета МГУ и Института Океанологии). Литологические исследования, опирающиеся на структурно-тектоническое и морфолитодинамическое изучение шельфовых зон, проводятся в сравнительно-литологическом аспекте и преследуют цель расшифровать механизм современного и кайнозойского шельфового седиментогенеза, установить отдельные палеогеографические этапы процесса. В качестве примера можно привести работы, выполненные институтом океанологии АН СССР на Черном, Белом и Карибском морях.

Например, детальное изучение толщи осадков на Белом море позволило установить последовательность седиментогенеза, характерную для полузамкнутых арктических бассейнов в верхнем плейстоцене и голоцене. Основой седиментационного процесса явилась поэтапная дегляциация бассейна, происходившая на фоне активных и дифференцированных тектонических подвижек берегов и дна. Главными периодами явились длительная подледная седиментация и сменившая ее нормальная морская седиментация. В результате возникли две пачки осадков, отличающихся между собой в литологическом и геохимическом плане [9]. Для Карибского бассейна одной из характерных основ, определивших течение седиментации, явился, как отмечалось, процесс карбонатакопления, чрезвычайно разнообразный, неравномерный и морфологически значимый в условиях тропиков. Второй основой явилась тектоническая нестабильность континентальной ступени.

Механизм седиментационного процесса, являющийся основой геохимических исследований, позволил выявить ряд закономерностей в размещении полезных компонентов в осадочном чехле шельфовых зон. В частности, на Белом море размещение всех основных химико-минералогических компонентов подчинено общей механической структуре осадочного плаща, т. е. связано с основными историческими этапами его возникновения и развития. Так, например, железо тяготеет к нижней пачке осадков, возникшей в стадию подледного седиментогенеза. Органический углерод свойствен верхней морской пачке. На стыке этих двух пачек в силу известных диагенетических процессов локально возникают пиковые содержания железа. Аутигенный кремнезем и карбонат кальция также тяготеют к верхней морской пачке, давая местами (вследствие особых условий морфодинамического развития отдельных участков дна и побережья) пиковые содержания. Скопления тяжелых минералов приурочены к периферийным зонам бассейна, к узкостям проливов, где повышена гидродинамическая активность, а в толще осадков — к контакту ледниково-морской и морской толщ.

Особый характер геохимического развития толщи осадков свойствен Карибскому бассейну и бассейнам других морей. Наиболее перспективным является комплексное изучение шельфов, при котором все перечисленные выше линии исследования факторов должны выполняться синхронно на различных участках шельфовой зоны с целью расшифровки наиболее общих законов ее исторического развития. Только комплексность и историзм изучения может вскрыть пространственный и временной аспект процессов, что в конечном итоге расшифровывает механизм рудообразования на шельфе. Перечисленные пять основных факторов формирования шельфа — это общепланетарные факторы, но следует заметить, что проявление их не всюду одинаково, прежде всего в связи с крупномасштабной неоднородностью (зональностью) Земли и Мирового океана во-

обще и шельфовых зон в частности.

Можно отметить следующие категории (области) неоднородности: 1) тектоническая (активные и пассивные окраины океана); 2) литогенетическая (тропическая, гумидная, субтропическая гумидная, умеренная гумидная, холодная гумидная, аридная, вулканогенно-осадочная зоны); 3) гидродинамическая (океанские шельфы и побережья, подверженные воздействию крупной зыби, океанские шельфы и побережья штормовых поясов, шельфы и побережья внутренних бесприливных морей, шельфы и побережья внутренних приливо-отливных морей).

Каждый из указанных выше общепланетарных факторов формирования шельфа проявляется ныне и проявлялся в прошлом несколько отлично в неоднородных областях. Так, например, структурное развитие континентальной ступени протекало отлично в пределах активных и пассивных океанических окраин, то же можно сказать и относительно неотектонического плана развития.

Литодинамические, морфологические и седиментационные процессы протекали характерным образом в разных литогенетических областях и на шельфах разных гидродинамических областей океана. Даже долговременные колебания уровня сказывались на развитии шельфов разных широт неодинаково в плейстоцене, учитывая полярные оледенения, развитие зон вечной мерзлоты и т. д. В целом эти отличия определяли неодинаковость в ходе развития шельфов и различия в строении возникающей осадочной толщи. Однако при этом во всех неоднородных зонах при определенном сочетании основных и второстепенных факторов процесс развития берегов шельфа и накопления осадочной толщи мог развиваться упорядоченно и неупорядоченно.

Упорядоченное развитие предопределяло завершенность абразионно-аккумулятивного цикла и возникновение хорошо дифференцированных толщ осадка. Обычно такое развитие было благоприятно для локализации в толще отдельных химико-минералогических компонентов, т. е. для рудообразования. Неупорядоченное развитие характеризовалось неотчетливо выраженным абразионно-аккумулятивным циклом, слабой дифференциацией изначального материала, затухающим процессом локализации в толщах отдельных компонентов, т. е. оно было в общем менее благоприятным для процессов рудообразования.

В целом, все приведенные данные — сочетание основных планетарных факторов формирования шельфов, принадлежность шельфа к одной из неоднородных областей Земли, степень упорядоченности процесса — являются основой для характеристики шельфов и для их классификации. Например, данный участок шельфа может быть охарактеризован как океанический тропический шельф активной океанической окраины, пояса штормов, с упорядоченным седиментогенезом. Подобные характеристики сразу создают доста-

точно определенное, хотя и не детальное, представление о типе шельфа и перспективности его как рудоносной зоны. Продолжение работ в этом направлении, накопление статистически представительного и достоверного материала должно упрочить и упростить классификационные критерии.

ЛИТЕРАТУРА

1. География атоллов юго-западной части Тихого океана. 1973. М., «Наука».
2. Дрейк Ч., Юинг Дж., Стокард Г. 1970. Континентальная окраина восточной части В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., «Мир».
3. Ионин А.С., Медведев В. С, Невесский Е.Н., Павлидис Ю.А., Суарес О.А. 1975. Морфология и история развития полуострова Икакос (Куба). Сб. «Островные шельфы тропической зоны Мирового океана», № 1. М., «Наука».
4. Каплин П.А. 1967. Берега Южной Америки. В кн. «Берега Тихого океана». М., «Наука».
5. Каплин П.А. 1973. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ. П. А. 1975.
6. Каплин П.А. 1975. Террасы океанических островов тропической зоны. Сб. «Островные шельфы тропической зоны океана», М., «Наука».
7. Марков К.К., Величко А.А. 1967. Четвертичный период, 3, М., «Недра».
8. Марков К.К; Суетова И.А. 1964. Эвстатические колебания уровня океана. Сб. Современные проблемы географии», М., «Наука».
9. Медведев В.С, Невесский Е.Н., Щербаков Ф.А., Павлидис Ю.А. 1968. Рельеф и история формирования в голоцене южного побережья Кольского полуострова Океанология, VIII, вып. 2.
10. Медведев В.С. 1957. Краткий очерк динамики и морфологии западного побережья Белого моря. Тр. Океаногр. комис. АН СССР, II.
11. Международная программа океанского бурения. 1973, «Наука», М.
12. Невесский Е.Н. 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука»
13. Ушаков Н.В. 1973. Условия и причины нарушения устойчивости осадков на дне а. Океанология, XIII, вып. 2.
14. Тихий океан. 1974. Геофизика дна, М., «Наука».

VIII. Вопросы изменения уровня Мирового океана в плейстоцене

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ОПРЕДЕЛЕНИЙ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ДРЕВНИХ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ

Этапы изменения уровня Мирового океана в плейстоцене зафиксированы в виде поднятых морских террас и затопленных береговых линий на шельфе. Амплитуда колебаний уровня океана достигала, видимо, 400 м: плейстоценовые береговые линии встречаются, с одной стороны, на высоте до 200 м над современным урезом и на глубинах около 200 м, с другой. Правда, высокие и глуболежащие террасы встречаются достаточно редко. В большинстве случаев следы плейстоценовых морей отмечаются в диапазоне от +10 до –100 м. Именно, таким был размах глобальных колебаний уровня океана, вызванных изменениями объема материковых ледников в плейстоцене и связанных с эпохами оледенений и межледниковий [Марков и Суетова, 1964]. Террасы, лежащие выше +10 и ниже –100 м, возникли, по-видимому, вследствие региональных тектонических движений геологических структур окраин континентов.

В настоящее время становится всё более и более ясным, что в плейстоцене $2/3$ времени занимали неледниковые теплые эпохи, что означает преобладание трансгрессивного состояния уровня океана, близкого к его современному положению. Следовательно, современный нуль глубин можно принять за основную береговую линию, а современный объем водных масс — как доминирующий в плейстоцене. Трансгрессивное состояние уровня океана в периоды оледенений прерывалось глубокими регрессиями, вызванными изъятием из океана около 35 млн. км³ воды. Последняя такая регрессия была 17 тыс. лет назад (т. л. н.). Она совпала с максимальным развитием оледенения в верхнем плейстоцене и оставила следы на глубине 90 – 130 м. В период регрессии верхняя часть современного шельфа представляла собой прибрежные равнины, сложенные ледниковыми, флювиогляциальными, лагунно-озерными и аллювиальными отложениями. В этих осадках встречены прослои торфа, остатки деревьев, крупных наземных млекопитающих, раковины пресноводных моллюсков. Находки органического материала позволили определить радиоуглеродным методом возраст и положение береговых линий, связанных с регрессивным состоянием уровня Мирового океана и после-

дующей послеледниковой трансгрессией.

Так, у берегов Гавайских островов на глубине 91 м отмечена терраса возрастом 17 т. л. н., у острова Хоккайдо цоколем послеледниковых осадков служит абразионная платформа, лежащая на глубине 65 м и датированная возрастом 13 т. л. н., на шельфе Аргентины береговая терраса, образовавшаяся 17 т. л. н., обнаружена на глубине 125 м [Каплин, 1973].

Особенно тщательно прослежены береговые линии, образовавшиеся в ходе послеледниковой трансгрессии, на шельфе Атлантического побережья США и на дне Северного моря. В этих районах удалось достаточно четко проследить и оконтурить несколько стадий положения уровня океана за последние 17 тыс. лет [Emery, 1966; Pons et al., 1963]. Наиболее распространены на шельфах мира подводные террасы возрастом около 6 и 8 – 9 т. л. н. Они фиксируются соответственно на глубинах от 6 до 10 и от 18 до 25 м.

Суммируя огромное количество радиоуглеродных датировок отложений шельфа, можно считать достоверным, что 17 т. л. н. уровень океана находился в зоне современных глубин –100 м, 15 т. л. н. — на отметках около –80 м, 10 т. л. н. — около –30 м, 8 т. л. н. — около –20 м, 6 т. л. н. — около –6 м и 1,9–3,5 т. л. н. он стал близким современному положению.

К сожалению, о более древних трансгрессивных, а особенно регрессивных стадиях мы не можем судить столь подробно. Регрессии океана, соответствующие эпохам оледенений, почти не поддаются определениям, так как подводные береговые террасы плохо сохраняются на шельфе. Во время повторных трансгрессий и регрессий они разрушаются в зоне прибоя, мигрирующей по шельфу. В случае же сохранения отдельных фрагментов подводных террас технически пока еще трудно извлечь из них материал, пригодный для аналитического определения их абсолютного возраста.

По трансгрессивным береговым линиям в последние годы появилось достаточно много датировок. Большинство из них относится к островам тропической зоны океана, частично или полностью построенным рифовыми кораллами. Коралловые острова, особенно атоллы, служат прекрасными индикаторами колебаний уровня океана в плейстоцене [География атоллов..., 1973].

Причиной того, что большинство датировок относится к тропическим странам, является то, что в современной геохронологии плейстоцена наиболее надежными считаются определения по кораллам соотношений Th^{230}/U^{234} , Th^{230}/U^{238} , U^{234}/U^{238} . Такие определения в последние годы были проведены американскими, французскими, австралийскими, японскими исследователями по

образцам с атоллов и поднятых окаймляющих рифов Гавайских островов, арх. Туамоту, о-вов, Кука, о-ва Маврикия, Сейшельских о-вов, о-ва Новая Гвинея, о-вов Рюкю, о-ва Барбадос с Багамской банки и др. [Каплин, 1975]. По позднеплейстоценовым и голоценовым террасам океанических островов получено множество радиоуглеродных датировок, в частности такие определения были сделаны в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Географического факультета МГУ по сборам с островов юго-западной части Тихого океана [Каплин и др., 1973].

Из древних регрессивных стадий, датированных методами абсолютной геохронологии, отмечается лишь терраса на глубине 200 м у берегов Австралии [Pratt, Dill; 1974]. Ее возраст определен равным 170 ± 40 т. л. н.

Судя по датировкам, плейстоценовые террасы группируются в несколько временных рядов. Наиболее древние из них, отмеченные на о. Мадагаскар и в Восточной Африке, имеют возраст около 800 т. л. н. Далее несколько террас датированы возрастом от 450 до 360 т. л. н. (о. Эфате в арх. Эллиса). К сожалению, определений возраста в диапазоне от 800 до 300 т. л. н. очень мало, так как при анализе столь древних образцов по изотопам уранового ряда возникают существенные методические трудности. Поэтому приведенные датировки весьма приближительны. Единственное достаточно достоверное определение сделано французскими исследователями по образцу керна с атолла Муруроа, арх. Туамоту (400 ± 40 т. л. н.). Предполагается, что в этот период уровень океана совпадал с современным его положением.

Достаточно уверенные датировки сделаны для террас о. Барбадос, возраст которых оказался равным 260 ± 40 т. л. н.

Следующая небольшая серия дат в интервале от 230 до 210 т. л. н. получена по образцам с островов Новая Гвинея и Барбадос. Близка к этим данным дата из керна о-ва Муруроа. Здесь коралловые обломки с уровня на 6 м ниже уреза имеют возраст 200 ± 40 т. л. н. В разных частях океана обнаружены береговые линии возрастом 160 ± 40 , 180 ± 15 , $180-160$, $190-180$, $190-170$ т. л. н. (о. Ниау в арх. Туамоту, о. Маврикий, о. Новая Гвинея, о. Барбадос). С ряда рифовых комплексов высотой от 1,5 до 9 м на о-вах Оаху (Гавай), Анаа и Макатеа (арх. Туамоту), Сейшельский арх. были получены датировки 140 ± 30 т. л. н.

Многие террасы тропических островов имеют возраст от 130 до 116 т. л. н. (Багамская банка, арх. Туамоту, Гавайские о-ва, о. Барбадос, о. Новая Каледония, о-ва Рюкю). Расчетные скорости поднятия некоторых побережий позволяют предполагать, что береговые линии этого возраста формировались, когда уровень океана был на 2—10 м выше современного положения.

В разных районах (о-ва Кука, Западная Австралия, о-ва Новая Гвинея, Барбадос) зарегистрирован трансгрессивный уровень океана в период от 110 до 90 т. л. н. Имеются указания, что эта береговая линия была, возможно, на 7—13 м ниже, чем в настоящее время.

Много разногласий вызывает факт существования трансгрессивных стадий океана в верхнем плейстоцене (вюрм, валдай). Однако террасы этого периода встречаются на многих островах и побережьях. Их возраст определялся методом не только урановым, но и радиоуглеродным. Они чаще всего датируются в следующих временных интервалах: 80 т. л. н., около 60 т. л. н., 50 – 40 т. л. н. и 35 – 24 т. л. н. При этом некоторые исследователи считают, что самая молодая из этих террас формировалась при уровне океана минус 10–40 м, вторая — при уровне минус 38–40 м, третья — минус 20 или 28 м и четвертая на 13—14 м ниже современного уреза.

Таким образом, можно предполагать, что уровень океана был близок к современному в периоды, когда формировались береговые линии возрастом: I — 35–24 т. л. н., II — 50–40 т. л. н., III — 60 т. л. н., IV — 80 т. л. н., V — 110–90 т. л. н., VI — 130–116 т. л. н., VII — 140 т. л. н., VIII — 180–160 т. л. н., IX — 230–210 т. л. н., X — 260 т. л. н., XI — 450–360 т. л. н., XII — 800 т. л. н.

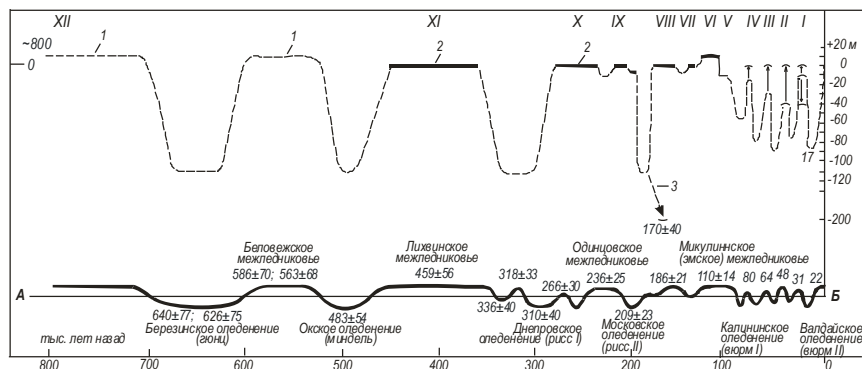


Рис. Сопоставление колебаний уровня Мирового океана с эпохами оледенений и потеплений плейстоцена

1 — предполагаемые колебания уровня океана; 2 — уровни датированных террас в момент их формирования (цифры — датировки в тыс. лет назад по изотопам урана и углерода); 3 — линии, связывающие разновозрастные террасы, лежащие на разных уровнях; АБ — условная граница между потеплениями и похолоданиями, кривая показывает периоды оледенения, межледниковий и т.п. (цифры — датировки тыс. лет назад); I — XII — террасы

Благодаря современным достижениям физических методов абсолютной геохронологии (палеомагнитный, термолюминесцентный методы), в настоящее время стало возможным сравнение независимых возрастных характеристик трансгрессии Мирового океана с периодами потеплений и межледниковий (рис. 1). Особенно хорошо разработана сейчас хронология ледникового периода на Русской равнине. Термолюминесцентным (ТЛ) и палеомагнитными методами удалось датировать основные климатостратиграфические горизонты плейстоцена [Хронология плейстоцена..., 1973; Каплин и др., 1975].

Террасы верхнеплейстоценового времени I—IV синхронны потеплениям вюрма: 32—24 т. л. н. (паудорф, плам-поинт, брянский интервал), 50—40 т. л. н. (порт-талбот, карукюлаское межледниковье), 64—58 т. л. н. (интерстадиалы амерсфорт, бреруп, сент-пьер), 80 т. л. н. (ранневюрмское, верхневолжское потепление). Терраса V уверенно коррелируется с концом рисс-вюрмского (эмского, микулинского) межледниковья, VI-я — с его самым теплым оптимумом (по ТЛ датировкам на Русской равнине — 120—90 т. л. н.). Предполагается, что ранняя стадия микулинского потепления была 170—160 т. л. н. По-видимому, с этим потеплением связано формирование VIII-й береговой линии.

Неясна корреляция VII-й террасы. По некоторым данным, на период 150—130 т. л. н. приходится временное похолодание рисс-вюрмского межледниковья. Однако, учитывая статистическую ошибку датировок (± 30 тыс. лет), можно предположить, что и эта терраса относится к оптимуму межледниковья.

IX-я береговая линия, несомненно, может быть сопоставлена с периодом потепления, разделяющим рисс I и рисс II. На Русской равнине этому потеплению, датированному в интервале 250—210 т. л. н., соответствует одинцовское или рославльское межледниковье. Совсем недавно в моренах днепровского (рисс I) оледенения были обнаружены горизонты отложений, образовавшихся в довольно теплое время. Эти горизонты хорошо увязываются между собой, так как к ним приурочена инверсия магнитного поля, так называемое событие Чеган. Время этой инверсии 266 ± 30 т. л. н. Видимо, этому потеплению синхронна трансгрессия, сформировавшая X-ю террасу. XI-я береговая линия, несомненно, возникла при обширной трансгрессии миндель-рисского (лихвинского) межледниковья. Наконец, XII-я терраса соответствует высокому положению уровня океана в период перед началом (700 т. л. н.) древнейшего оледенения (гюнц, березинское, варяжское).

Приходится констатировать, что из-за несовершенства методики определения абсолютного возраста пока не удалось да-

тировать трансгрессию, синхронную гюнц-миндельскому (беловежскому) межледниковью.

Предложенную корреляцию береговых линий с периодами потеплений нужно рассматривать как весьма предварительную. Хронология оледенений и трансгрессий неточна, так как количество датировок особенно по раннему и среднему плейстоцену невелико. Кроме того, велики аппаратные ошибки измерений абсолютного возраста отложений и береговых уровней как термолюминесцентным, так и урановым методами. Они достигают 15%, т. е. при возрасте, например, 300 т. л. н. неопределенность равна $\pm 30 - 50$ тыс. лет, тогда как климатический цикл, включающий межледниковье, оледенение и новое межледниковье мог длиться около 50 тыс. лет (именно такую продолжительность имеет наиболее известный нам цикл: средневюрмское межледниковье — последнее оледенение — современное межледниковье). При таком положении, естественно, целые этапы потеплений и трансгрессий могут выпадать из нашей хронологии.

Для надежной корреляции гляциоэвстатических трансгрессий, уточнения хроностратиграфии ледникового периода, статистической обработки данных необходимо резкое увеличение количества датировок по трансгрессивным и особенно регрессивным уровням океана и серьезное совершенствование методов абсолютной геохронологии.

Одним из основных факторов, влияющих на колебания уровня, явился неотектонический фактор, проявившийся в глобальном масштабе. В результате поднятия в кайнозое основных структур континентов во многих районах проявилось теократическое опускание уровня Мирового океана [Марков, Величко, 1967]. Направленное, регрессивное падение уровня Мирового океана, как известно, подтверждается «лестницами» морских террас (средиземноморские террасы), отмеченных на африканском побережье, в Южной Америке, Мексике, Калифорнии и других областях [Цейнер, 1963; Каплин, 1967; 1973].

По нашим подсчетам, скорость теократической регрессии в плейстоцене достигала 0,1 м/тыс. лет, а ее размах от 0 до 100 м над уровнем океана. Теократическая регрессия осложнялась региональными тектоническими движениями побережий и шельфа, которые в случаях устойчивых плейстоценовых прогибаний структур (побережье Северного моря, Атлантическое побережье США и др.) компенсировали регрессию. Изостатические воздымания районов древнего и современного оледенения, напротив, опережали тектонические поднятия, в результате чего молодые береговые линии (например, Шпицберген, Скандинавия, Канадская часть Арктики) оказались на уровнях, значительно превышающих высоты средиземноморских террас [Каплин, 1973].

ЛИТЕРАТУРА

- География атоллов юго-западной части Тихого океана. М., «Наука», 1973.
- 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.* Террасы океанических островов тропической зоны.— В сб.: Островные шельфы тропической зоны океана. М., «Наука», 1975.
- Каплин П.А., Парунин О.Б., Шлюков А.И., Гракова И.В., Хаит В.З., Тимашикова Т.А.* Радиоуглеродные датировки Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ (сообщение II).— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1973, № 40.
- Каплин П.А., Свиточ А.А., Судакова Н.Г.* Периодизация и хронология плейстоцена на территории СССР.— Вестник МГУ, серия «География», 1975, № 5.
- Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период, т. 3. М., «Недра», 1967.
- Марков К.К., Суетова И.А.* Эвстатические колебания уровня океана.— В сб.: Современные проблемы географии. М., «Наука», 1964.
- Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., Изд. Геогр. об-ва СССР, 1973.
- Цейнер Ф.Е.* Плейстоцен. М., ИЛ, 1963.
- Emery K.O.* Atlantic continental shelf and slope of the United States, geologic background. Washington, U. S. Govt. Print. Office, 1966.
- Pons L. J., Jelgersma S., Wiggere A.J., de Jong J. D.* Evolutions of the Netherlands coastal area during the Holocene. — Verhandl. Koninkl. Nederl. Geol. Mijnbouweuinding genootsehap, geol. ser., ed. 21, 1963.
- Pratt R., Dill R. F.* Deep eustatic terrace levels: further speculations.— Geology, 1974, 2, N 3.

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ОКЕАНА

Колебания уровня Мирового океана справедливо считают важнейшим палеогеографическим фактором, географы и геологи всегда придавали их изучению большое значение. Много внимания уделил исследованию различных типов колебаний уровня, их причинам и геоморфологическому выражению выдающийся географ академик К. К. Марков.

Еще в 1934 г. была опубликована его замечательная статья "О признаках трансгрессий и регрессий" [Марков, Суетова 1964]. В ней К.К.Марковым впервые высказана мысль, что береговые террасы могут формироваться в ходе регрессии моря без остановки или замедления уровня, и поэтому они не всегда фиксируют определенный палеогеографический или стратиграфический этап развития побере-

жья. До недавнего времени — даже после выхода статьи К.К. Маркова - бытовало представление, что террасы (их уступ и поверхность) вырабатываются в результате сложных знакопеременных изменений уровня и длительной его остановки. В связи с этим все без исключения террасы принимались за важные фиксаторы крупных палеогеографических событий; Только в конце 50-х годов идеи К. К. Маркова о механизме образования террас были разработаны А.С. Иониным и П. А. Каплиным и доказаны рядом модельных экспериментов Б. А. Поповым и Н.В. Есиным [Есин, 1966; Ионин А.С., Каплин, 1956; Каплин, 1973; Попов, 1966; Bloom, 1979].

Значительные разделы посвятил К. К. Марков разбору типов и причин колебаний уровня океана в книгах "Основные проблемы геоморфологии" [Марков, 1948], "Палеогеография" [Марков, 1960], "Четвертичный период" [Марков, 1967]. Им в разное время было написано несколько статей, посвященных этой проблеме. Среди них нужно выделить серию исследований гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана [Калинин и др., 1967; Марков, Суетова, 1964; 1965].

В упомянутых работах и других статьях К. К. Марков пытался выделить типы колебания уровня океана, выяснить причины их возникновения, скорости и амплитуды, выявить влияние каждого из этих типов на формирование рельефа и осадков древних береговых линий. Он при этом опирался на работы Э.Зюсса, А. Пенка, А.П. Карпинского, А.П. Павлова, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и др. Например, К. К. Марков, на мой взгляд, совершенно правильно пропагандировал мысль А. П. Павлова о необходимости разделения колебаний уровня океана на два основных типа: гидро- и геократические, т.е. обусловленные изменениями водной массы и вызванные различными движениями земной коры (отраженные колебания в понимании А.П.Карпинского). Я считаю подобное разделение типов колебаний уровня океана правильным. Распознать эти типы не всегда легко, и в понимании разных авторов они интерпретируются по-разному. Например, к какому типу отнести изменения уровня океана, возникающие вследствие накопления осадочного материала на дне океана и морей? С одной стороны, это изменение емкости (по Э. Зюссу), прямо не связанные с движениями земной коры, с другой - все-таки такие колебания уровня находятся в зависимости от перемещений материала, составляющего часть литосферы. Далее, гляциоизостазия - движение блоков земной коры. Однако причиной этих движений является перераспределение по земной поверхности гидросферы. Можно разделить причины, вызывающие колебания уровня океана, на внешние и внутренние, как это показано на схеме (рис.1). В принципе подобное деление близко к тому, что предлагали и А.П.Павлов, и К.К.Марков.

На рис. 1 сделана попытка показать современные представления о типах колебания уровня океана, их причинах, взаимных влия-

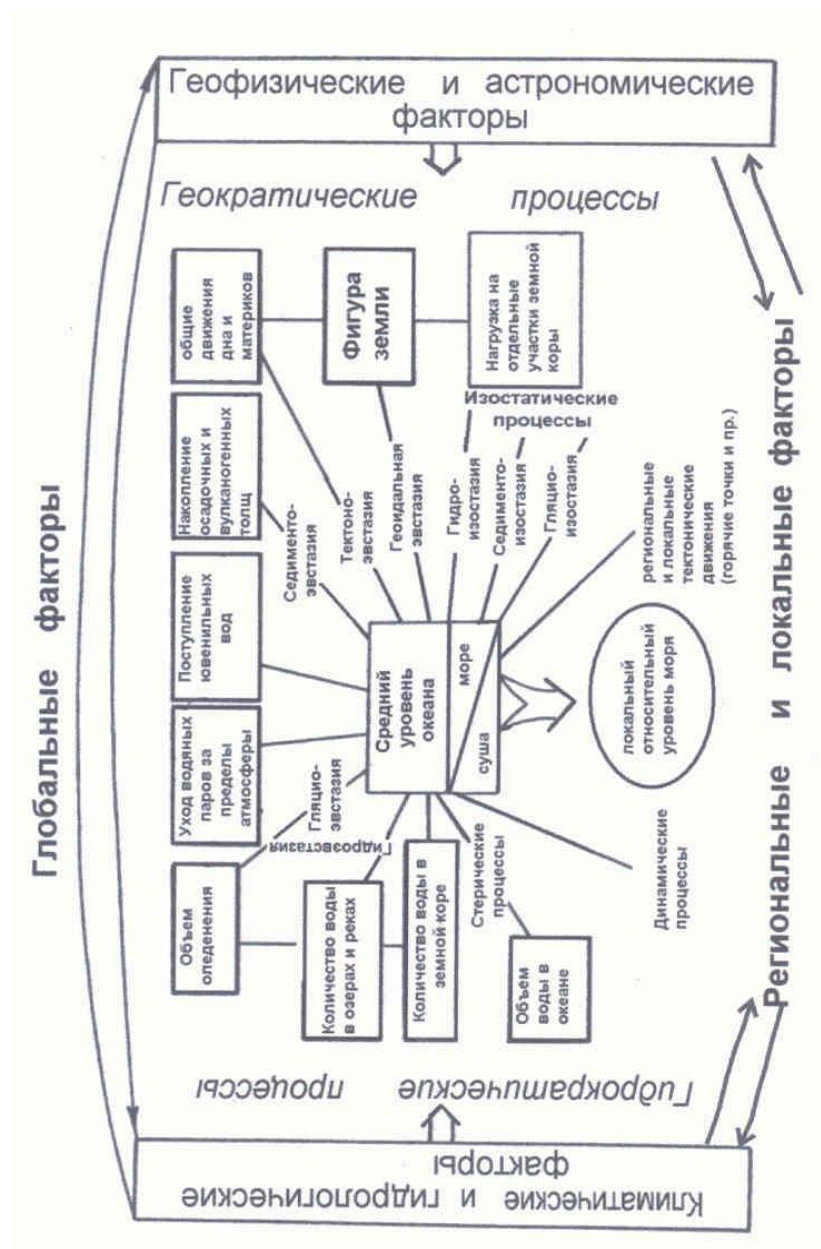


Рис. 1. Схема взаимодействия основных процессов, приводящих к изменениям уровня моря

ниях, скоростях и амплитудах колебаний. Многие из показанных явлений и процессов, связанных и влияющих на изменения уровня еще плохо изучены. Поэтому оценки скоростей и амплитуд перемещений береговых линий весьма приблизительны и имеют общий оценочный характер.

Согласно современным представлениям, объем Мирового океана в геологическом прошлом постоянно пополнялся за счет притока воды из недр планеты [Богданов и др., 1978]. Вода выделяется из мантии Земли в процессе ее разогрева, плавления и дифференциации вещества. Процесс этот идет постоянно с момента образования Земли как планеты и до наших дней. Правда, А.П.Виноградов считает, что со временем интенсивность процесса поступления воды падает, так как дегазация мантии протекала в строгой зависимости от процесса разогрева вещества планеты под действием распада радиоактивных элементов. По мере уменьшения их количества, видимо, сокращался и приток воды. Основная масса гидросферы сформировалась, вероятно, уже к началу палеозоя, т.е. 600 млн. лет назад. Однако приток мантийных вод происходит и в наши дни. Об этом свидетельствуют поступления ювенильных вод из термальных источников, выходы глубинных вод или рассолов на дне морей и океанов (в Красном море, например), выделение огромных масс водяных паров при вулканических извержениях.

Таким образом, нарастание объема вод океана, а не колебания в сторону увеличения или уменьшения количества воды, — главный планетарный процесс эволюции гидросферы. К сожалению, мы не знаем, был ли этот процесс равномерным или менял в геологическом прошлом свою скорость. О.Г. Сорохтин [1974] считает, что процесс был неравномерным, и связывает его ход с изменениями объемов срединно-океанических хребтов в зависимости от скорости раздвижения литосферных плит.

Современное поступление мантийных вод, по оценке А.И. Виноградова, приводит к подъему уровня со скоростью 1 мм/тыс. лет. С этой оценкой согласны К.К. Марков, Г. Менард, О.К. Леонтьев [Богданов, 1965]. Следовательно, за кайнозой (65 млн. лет) уровень океана за счет притока воды из недр планеты должен был повыситься на 65 м.

В условиях определенного влагосодержания атмосферы, по мнению Г.П. Калинина [Калинин и др., 1976], часть воды в газообразном или молекулярном состоянии должна уходить в космическое пространство. Вполне вероятно, что до возникновения биосферы вода терялась первичной атмосферой Земли. Появление биосферы привело к трансформации газового состава атмосферы и образованию стратосферной "ловушки" (что связано с присутствием озона), препятствующей диффузии паров воды вверх. Это замедлило процесс выноса воды в космос и создало более благоприятные условия для ее накопления на земной поверхности. К сожалению, этот меха-

низм изучен плохо, и пока нельзя привести каких-либо цифр, характеризующих уход водяных паров в космос. Г. П. Калинин полагал, что он равен приходу воды из мантии Земли. Однако в таком случае не происходило бы накопления воды в океане, т.е. можно принять, что скорость процесса потери водяных паров из атмосферы меньше, чем 1 мм/тыс. лет [Богданов, 1965]. Наиболее изучены колебания уровня, связанные с изменением объема океана в результате образования и таяния ледниковых покровов, в частности, о них много писал К. К. Марков.

Как известно, в плейстоцене ледниковые покровы неоднократно занимали огромные пространства суши в Северной Америке и Евразии. При максимальных стадиях оледенения в ледниковых щитах аккумулировалось около 35 млн. куб. км воды. В периоды межледниковий эта вода возвращалась обратно в океанические впадины, т.е. регрессии сменялись трансгрессиями. Амплитуда гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана достигала примерно 110 м: в периоды регрессий уровень опускался ниже современного на 100 м, а максимальные трансгрессии затопляли сушу не более чем на 10-метровую высоту [Марков К. К., Суетова, 1965].

Достаточно хорошо изучена последняя послеледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия. Она разделяется на два основных этапа: а) верхнеплейстоценовый — 17—6 тыс. лет назад — период быстрого подъема уровня от отметок примерно минус 100 м до современной глубины океана около 6-0 м, со скоростью 9 м/тыс. лет; б) голоценовый - от 6 тыс. лет назад до наших дней — период замедления уровня при скоростях изменения уровня от 4 до 1 м/тыс. лет. Как проходили более ранние гляциоэвстатические трансгрессии и регрессии, мы достоверно не знаем, но нет основания думать, что их механизм был иным, чем процесс подъема уровня океана в послеледниковое время [Каплин, 1973].

Особо следует сказать о гляциоэвстатической регрессии, протекавшей после образования ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии. Образование ледника Антарктиды происходило в основном 25-16 млн. лет назад и должно было вызвать гляциоэвстатическую регрессию с амплитудой около 60 м, а образование 5 млн. лет назад ледникового щита Гренландии привело к понижению уровня океана на 7 м. В дальнейшем в течение всего плейстоцена ледники Антарктиды и Гренландии менялись мало и почти не влияли на колебания уровня океана [Богданов и др., 1978; Есин, 1966]. О колебаниях объема океана в результате изменения свойств воды (температуры, солёности, плотности) известно очень мало. Впервые на этот фактор серьезное внимание обратил Д.Скофилд [1967]. Уровень моря за счет колебания плотности морских вод изменяется быстро — около 1 м/сто лет, но, видимо, по амплитуде не превышает 10 м. Очевидно изменения температуры и солёности и, вследствие этого, плотности океанских вод особенно резко происходили при

сменах ледниковых и межледниковых периодов, и колебания уровня, вызванные этим явлением, суммировались с гляциоэвстатическими трансгрессиями и регрессиями.

Изменения глобального водообмена исследовались последнее время Р.К. Клиге [Клиге, 1985]. Он показал, что в результате климатических изменений в разные периоды истории Земли достаточно резко колебался речной и грунтовый сток, объемы озер, содержание влаги в атмосфере. В результате этих изменений неодинаков был водообмен между океаном и остальной гидросферой. Потепление климата в конце прошлого столетия на 1°C вызвало повышение испарения озер и увеличение жидкого стока в океан. Правда, происходят и другие процессы, ведущие к изъятию воды из океана (испарение с поверхности океана, разбор воды на хозяйственные нужды и т.п.). Однако суммарно за счет изменений водного баланса уровень океана, по мнению Р. К. Клиге, поднимается в настоящее время со скоростью 1,5 мм/год.

При похолоданиях, видимо, наблюдается обратная картина - уменьшение поступления воды с суши и падение уровня океана. Амплитуда таких колебаний уровня не превышает нескольких метров. По мнению многих исследователей, в числе которых следует упомянуть К.К. Маркова, О.К. Леонтьева, Р.К. Клиге, Г. Менарда, для всего периода мезозоя и кайнозоя характерно общее относительное повышение средней высоты суши и углубление океанических чаш. Эту тенденцию развития океанов подметил еще Э. Зюсс, поэтому К. К. Марков предложил опускание уровня в результате процесса углубления океана называть регрессией Зюсса. О.К. Леонтьев [1982] считает, что показателями прогибания дна Мирового океана служат данные о глубинах над гайотами и о мощностях кайнозойских коралловых известняков, слагающих атоллы.

Бурение на атоллах, определения абсолютного возраста кораллов позволили сделать О. К. Леонтьеву вывод, что за кайнозой (65 млн. лет) дно океана, а вслед за ним уровень, опустились на 1200 м. Правда, по теории тектоники плит большие глубины над гайотами свидетельствуют не о прогибании дна, а о движении бывших атоллов вместе с дном океана по наклонной от срединно-океанических хребтов к зонам субдукции. Однако в этом случае, очевидно, не было бы такого постоянства в глубинах над гайотами и в мощностях коралловых известняков, какое наблюдается в океане вне зависимости от удаления этих объектов от срединно-океанических хребтов.

Г. Менард и О.К. Леонтьев, рассматривая изменения уровня Мирового океана, придают большое значение изменениям в геологическом прошлом рельефа океанического дна. На уровень, несомненно, влияли воздымания срединно-океанических и других хребтов, преобразование, "замыкание" геосинклинальных впадин. О. К. Леонтьев [1982] предполагает, что за счет названных причин уровень за кайнозой поднялся на 260 м. Конечно, приведенные цифры

весьма приблизительны, и, кроме того, не все исследователи согласны с трактовкой, например, процесса замыкания геосинклинальных зон. Согласно концепции новой глобальной тектоники, движения литосферных плит влияют на изменения рельефа срединно-океанических хребтов и зон Бенъофа, вызывая, таким образом, регрессии и трансгрессии. Этот процесс, видимо, тот же самый, что и явления, описанные выше, но рассмотренный с иных теоретических позиций, а так как в обоих случаях мы можем получить только приблизительные цифры, то не следует здесь оценивать еще раз изменения рельефа дна с позиций концепции новейшей глобальной тектоники.

Вместе с тем, О.Г. Сорохтин [1974] показывает, что в зонах Бенъофа, протяженность которых составляет около 60 тыс. км, происходит опускание в мантию океанической литосферы, коры и осадочных пород со средней скоростью около 5 см/год. Если принять среднюю толщину заглубляющегося осадочного слоя 3-4 км, то в мантию должно погружаться 9-12 км морских отложений. Изъятие такого объема донных отложений должно вызвать снижение уровня океана примерно на 0,2 мм/тыс. лет. По всей видимости, с движением литосферных плит связаны и другие явления, обуславливающие изменения уровня океана. Например, при смыкании плит в районе Тетиса были изолированы от океана Каспийское море и ряд других водоемов, а при раскрытии океанов, напротив, возникли Красное море, Калифорнийский залив и др. Происходили изменения контуров и объема океана. Однако количественная оценка этих явлений пока не известна, и поэтому нельзя привести конкретных цифр.

На протяжении всей истории океана на его дне происходит накопление осадков. Они вытесняют воду, и процесс осадконакопления приводит к повышению уровня океана. Об этом факторе писали еще З. Зюсс и А. Пенк. Последний считал, что накопление осадков повышает уровень океана со скоростью 8 см/тыс. лет [Марков, 1948]. Цифра эта, безусловно, завышена: Г. Менард оценивает подъем уровня в результате осадкообразования на 0,4 мм/тыс. лет.

В преобразовании рельефа Земли большую роль играют тектонические вертикальные движения земной коры, которые обуславливают относительные изменения уровня морей и океанов. Тектонические движения разнообразны по амплитудам, знаку, скоростям, по охвату пространства земной поверхности. Существуют многочисленные классификации вертикальных тектонических движений. Более всего отвечает нашим целям выделение В.Е. Хаиным [1964] платформенных и геосинклинальных типов вертикальных тектонических движений. В платформенных областях амплитуда кайнозойских движений достигала, как считает В.Е. Хаин, 1-1,5 км, а средняя скорость 0,005 мм/год. В пределах геосинклинальных поясов размах поднятий и погружений за это же время составил 6-8 км, а средняя скорость движений достигала 0,3 мм/год. Максимальные

скорости тектонических подвижек могут быть около 3—3,5 см/год. Однако известно, что тектонические перемещения, связанные с проявлениями сейсмичности, могут быть очень быстрыми, практически мгновенными. Примером таких тектонических поднятий может быть побережье о. Новая Гвинея [Каплин, 1973]. Радиоуглеродные определения возраста мангровых деревьев на 50 — 60-метровой террасе северного побережья острова (возраст $4555 \pm 80, 4915 \pm 65$) позволили Э. Гиллу сделать заключение, что каждые 88 лет берег поднимался на 1 м, т.е. скорость поднятия достигала 11 мм/год. Скорее всего, в данном случае мы имеем дело не с длительным равномерным поднятием структуры, а с отдельными подвижками, связанными с землетрясениями.

Подобные сейсмогенные подвижки блоков суши хорошо известны. Землетрясение 1899 г. на Аляске, по сведениям Береговой и Геодезической службы США, вызвало поднятие одного из участков зал. Якутат на 14(!) м. В районе г. Ниигаты на берегу Японского моря во время землетрясения 1964 г. участок берега за несколько минут опустился на 1—2 м. Это опускание хорошо заметно по погруженным под уровень моря берегоукрепительным конструкциям [Каплин, 1973].

Уровень моря локально и регионально изменяется на некоторых побережьях в результате проявления изостазии. Наиболее широко изостатическими движениями охвачены области современного и древнего оледенений. Энергичные поднятия этих областей компенсируют исчезновение, полное или частичное, ледниковой нагрузки. Районы изостатических движений хорошо очерчиваются изобазам и в Скандинавии и в Северной Канаде, по контурам они хорошо согласуются с бывшими ледниковыми щитами. Скорости поднятий, связанные с ледниковой разгрузкой территорий, отличаются большими величинами, чем скорости обычных тектонических движений.

Д. Скофилд подсчитал, что максимальная абсолютная скорость воздымания Канадского щита в период между 8 и 6 тыс. лет назад достигала 50 м в тысячелетие, между 6 и 4 тыс. — 23 м, между 4 тыс. лет назад и современной эпохой — 18 м. Для Фенноскандии (район Осло) скорость абсолютного поднятия в период между 10 и 8 тыс. лет назад была 45 м в тысячелетие, между 8 и 6 тыс. — 25, между 6 и 4 тыс. — 13, между 4 тыс. лет назад и современной эпохой — 9 м, т.е. современное абсолютное поднятие 9 мм/год [Schofield, 1967]. Приведенные цифры показывают Максимальные абсолютные скорости движений щитов в их центральных районах. Суммарная величина поднятий областей древнего оледенения достигает 700 м [Каплин, 1973].

Однако способность земной коры реагировать на нагрузки проявляется не только при ледниковом воздействии. Интересен и мало изучен процесс гидроизостазии, т.е. прогибание коры под на-

грузкой водной массы, например, при поступлении талых ледниковых вод в какой-либо бассейн. Последние годы этот процесс рассматривался, главным образом теоретически, М. Криттенденом, А. Влумом, Р. Уолкоттом, Дж. Чеппелом, Л. Кэтлзом [Бадюков, 1982]. А. Блум, например, пришел к выводу, что прогибание шельфов в результате действия водной нагрузки в послеледниковое время составило около $1/3$ эффективного столба воды. Изучая на модели Земли с различными параметрами вязкость воздействия образовавшегося дополнительного столба талых вод, Л. Кэтлз пришел к выводу, что величина среднего гидро-изостатического углубления бассейнов за последние 18 тыс. лет варьирует (в зависимости от того, какие параметры вязкости принимаются при расчетах) от 25,4 до 13,8 м.

Д.Д. Бадюковым была предпринята попытка реально показать эффект гидроизостазии во время голоценовой трансгрессии путем анализа фактических данных о положении древних береговых линий островов Тихого океана. В этом районе гидро-изостатические движения должны были проявляться ярче всего из-за обширности бассейна и небольшой мощности литосферы под ним. Древние береговые линии островов позволили продемонстрировать прогибание дна относительно континентов. Естественно, что наибольшее прогибание должно наблюдаться в центральных частях акватории, где столб воды больше. Изобазы хорошо показывают, что амплитуда гидро-изостатического прогибания нарастает от края континента к периферийной области [Бадюков, 1982].

Изостатический эффект сказывается также при накоплениях мощных толщ осадков. Особенно наглядно это проявляется в дельтовых районах. Правда, при накоплении отложений кроме изостатического опускания происходит уплотнение осадка и проседание его кровли. Трудно разделить эти два процесса, и поэтому их лучше рассматривать совместно.

Опускание поверхности в областях активного осадконакопления может достигать 20—30% от мощности горизонтов отложений, а скорость — нескольких сантиметров в год. Например, дельты рек проседают со скоростью: По — 0,2 см/год, Нигера — 2,0, Миссисипи — 4,3, Хуанхэ — 10 см/год [Уровень..., 1978]. Проседание рыхлых толщ осадочных пород приобретает катастрофический характер при землетрясениях. Так, на побережье оз. Байкал в результате землетрясения 1861 г. произошло быстрое оседание части дельты р. Селенги, и большой участок суши скрылся под водами озера, образовав мелководный зал. Провал.

Проседания земной поверхности происходят и усиливаются в результате хозяйственной деятельности человека. Дополнительная тяжесть городских строений Шанхая усугубляет уплотнение древних дельтовых отложений р. Янцзы. Хорошо известно погружение Венеции, расположенной в дельте р. По. При хозяйственной дея-

тельности человека значение имеет не только нагрузка сооружений, но и откачка подземных вод или нефти. Показателен в этом отношении пример района Лонг-Бич в Калифорнии. Здесь в результате нефтедобычи за период с 1928 по 1971 гг. максимальное опускание поверхности прибрежной равнины составило 9,3 м. Максимуму нефтедобычи соответствовала наивысшая скорость проседания земной поверхности — 71,9 см/год [Уровень..., 1978].

Последние годы получены принципиально новые выводы о региональных различиях в ходе послеледниковой трансгрессии океана вследствие изменения гравитационного поля (которое, как известно, определяется потенциальной функцией, называемой потенциалом силы тяжести). Гравитационное поле изменяется при перераспределении масс на поверхности и в недрах Земли — на границе ядра и нижней мантии, либо в астеносфере, а также при таянии материковых льдов на ее поверхности. В результате этих процессов происходят деформации геоида.

Поверхность океана является уровенной поверхностью, потенциала силы тяжести. Это означает, что во всех пунктах водной поверхности потенциал равен одной и той же величине. При деформациях геоида потенциал меняется, и океанская масса воды вынуждена реагировать на это колебаниями уровня, неравномерными в разных районах. Вследствие изменения гравитационного поля поступающая в океан талая вода ледников должна растекаться неравномерным слоем.

Деформации геоида могут приводить к изменениям уровня на 2—4 м за 100 лет. Колебания уровня, вызванные деформациями геоида, изменением гравитационного поля, Н.-А. Мёрнер предложил называть геоидальной изостазией. В настоящее время из-за неоднородности гравитационного поля Земли водная поверхность отступает от правильной фигуры вращения, которая соответствует среднему уровню океана. Океан имеет свой рельеф, где огромные впадины чередуются с поднятыми куполами. Амплитуда неровностей около 200 м. Неровности обусловлены неоднородностью строения глубоких слоев Земли и неодинаковым вследствие этого распределением силы тяжести [Уровень..., 1978]. Н.-А. Мёрнер считает, что эти аномалии нестабильны во времени и пространстве. Вместе с их миграциями сдвигаются в горизонтальном и вертикальном направлениях депрессии и выпуклости водной поверхности океана, изменяя форму палеогеоида. Такие смещения в рельефе геоида могут вызывать за короткое время локальные трансгрессии и регрессии довольно значительной амплитуды.

Дж. Кларк, У. Фаррел и У. Пельтье [Clark et al., 1978] построили количественную модель Земли, на поверхности которой равномерно происходит таяние полярных материковых ледников. По модели перераспределение масс на поверхности Земли и изменение из-за этого гравитационного потенциала приводит к различному по

амплитуде поднятию уровня океана. Этими авторами выделено шесть зон с качественно различными изменениями уровня в голоцене.

Сравнение модели с фактическими данными по фландрской трансгрессии в целом подтверждают выводы Дж. Кларка с коллегами. Такое сравнение на основании машинного анализа многочисленных радиоуглеродных дат проводилось В. Ньюманом с соавторами [Schofield, 1964]. Построенные кривые изменения уровня океана за 6 тыс. лет в различных районах сильно различаются: в Северном полушарии наблюдается трансгрессия с небольшими осцилляциями, что согласуется с известной кривой Ф. Шепарда, а в Южном — уровень океана колебался около современного положения, как было показано в свое время Р. Фейбриджем.

Подтверждение модели Дж. Кларка было получено и Д.Д. Бадюковым [1982], который на основании фактических данных выделил шесть районов Мирового океана, совпадающих с теоретически выделенными зонами различного по амплитуде подъема уровня талых ледниковых вод.

В свете таких данных можно считать, что завершилась многолетняя дискуссия между сторонниками Р. Фейбриджа и Ф. Шепарда о максимальной амплитуде фландрской трансгрессии в среднем голоцене. В этой дискуссии сравнивались обобщенные кривые для всего Мирового океана [Каплин, 1973]. Как ни парадоксально, и Р. Фейбридж, и Ф. Шепард оказались в какой-то мере правы. Первый из них построил свою кривую в основном на материалах по австралийскому побережью, второй — на основании исследований в Северном полушарии. Поэтому их данные и совпали с моделью Дж. Кларка и последующими натурными исследованиями. В одном неправы оказались оба автора: нельзя было свои конкретные кривые подъема уровня представлять как обобщенные кривые для всего Мирового океана.

Недавние исследования со спутников позволили получить новые сведения о нашей планете. Лазерные наблюдения в течение нескольких лет за искусственным спутником Лагос показали, что происходит замедление вращения Земли [Kauba, 1983]. Уменьшение скорости вращения Земли требует движения массы по направлению оси вращения, сокращающего разницу между экваториальным и полярными моментами инерции. Проще говоря, Земля как бы распрямляется. На это явление прежде всего реагирует водная масса океана. Ю.А. Тарakanовым подсчитано, что замедление вращения Земли с указанной скоростью должно привести к понижению уровня на экваторе со скоростью 1 см/столетие, и, напротив, повышению в приполярных областях на 3 см в столетие.

Полученные цифры правомерны для определенного периода времени, так как известны сложные нерегулярные изменения скорости вращения Земли. Поэтому уровень на полюсе и экваторе, види-

мо, в разные периоды менялся по-разному. Совершенно очевидно, что проблема изменения уровня океана в связи с рассматриваемым процессом требует специального изучения.

Перечисленными типами колебания уровня океана возможно и не исчерпаны все их виды, и не все причины изменения водной поверхности названы. Возможно и дальнейшее более углубленное исследование проблемы. Неравноценен, конечно, и вклад каждого из типов колебания в результирующий общий процесс изменения поверхности океана. Одни виды колебаний уровня имеют глобальный характер, другие — проявляются локально.

Колебания уровня океана порождаются различного типа процессами. Некоторые из них постоянные, другие проявляются периодически, бывают просто случайные явления, происходящие однократно. К постоянным процессам следует отнести поступление в океан мантийных вод, преобразование рельефа дна океанов, осадкообразование и др. Ярким проявлением периодических процессов могут служить гляциоэвстатические трансгрессии и регрессии. Случайные процессы, вызывающие колебания уровня, — тектонические движения, уплотнение осадков, вызванные землетрясениями, отрыв огромных кусков материкового льда. Последнее явление называют «серджем» или отделением айсбергов. Некоторые исследователи считают, что от ледниковых покровов могут отрываться в океан значительные по площади части. Например, рассматривается возможность быстрого распада Западной Антарктиды. В этом случае произойдет геологически мгновенное повышение уровня океана на несколько метров. В периоды оледенений подобные явления могли происходить с ледниковыми покровами Северного полушария [Зубаков, 1977; Bloom, 1979].

Часто исследователями ставится вопрос, какие колебания уровня являются определяющими, основными. На мой взгляд, постановка такого вопроса методологически неверна. Для разных территорий и различных периодов времени определяющими будут неодинаковые процессы, вызывающие изменения уровня. В масштабе всего геологического времени главным процессом следует считать приток мантийных вод, в результате которого неуклонно повышается уровень океана. В течение фанерозоя определяющими для колебания уровня были процессы изменения рельефа дна (возникновение срединно-океанических хребтов и др.); углубление океанических чаш, осадконакопление. Для четвертичного времени наиболее характерны сменяющие друг друга гляциоэвстатические трансгрессии и регрессии. В современную эпоху, когда, по существу, закончилась послеледниковая фландрская трансгрессия, на авансцену вышли вертикальные тектонические движения. Это не значит, что они не существовали в период трансгрессии, но по скорости в большинстве случаев тектонические движения значительно уступали эвстатическому подъему уровня. Поэтому тектонически постоянно подни-

мающиеся побережья в послеледниковое время оказались погруженными, затопленными, и только после завершения фландрской трансгрессии на них стал сказываться эффект поднятия.

Для выявления колебаний уровня, определяющих рельеф побережий, важен и территориальный подход. В областях оледенений, например, исключительное значение имеют гляцио-изостатические движения. Они по скоростям, как было показано выше, опережали даже гляциоэвстатическую трансгрессию, и поэтому в этих областях преобладали поднятия побережья.

Все типы колебаний уровня Мирового океана изучаются, прежде всего, по их проявлениям. К сожалению, таких проявлений на поверхности планеты немного. Самым важным, чуть ли не единственным, показателем колебания уровня моря являются древние береговые линии, их морфология и отложения, их слагающие. По типу береговой линии, морфологии и строению морской террасы невозможно определить тип колебания уровня, приведший к их формированию. Попытки расчленить виды изменений уровня моря, воздействующие на побережье, делались разными исследователями. Вслед за В. Рамсеем К.К. Марков предлагал различать гляциоизостазию по спектру и характеру простираения террас. Однако этот метод не имел успеха.

Долгое время предполагалось, что своеобразным репером для отсчета тектонических движений сможет служить точно выведенная общеокеаническая кривая послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии. Поэтому так широко и обсуждались кривые Ф. Шепарда, Р. Фейбриджа и др. Открытие явления неравномерного по амплитуде послеледникового поднятия уровня океана в разных районах сняло с повестки дня этот вопрос. По решению рабочей группы Международного проекта "Колебания уровня моря за последние 15000 лет" внимание исследователей должно быть сосредоточено на выявлении региональных особенностей колебаний уровня океана.

В любом случае актуальным остается изучение древних береговых линий. В конечном счете только изучение террас может привести к пониманию такого сложного многофункционального процесса как изменения уровня океана.

При исследовании древних береговых линий возникает целый ряд проблем. Хорошо выраженные лестницы последовательно различающихся по возрасту террас встречаются на побережьях мира нечасто. Они, как правило, приурочены к резко активным тектоническим областям и поэтому фиксируют этапы развития отдельных геоструктур. Существуют большие трудности в прослеживании на больших протяжениях основных "цикловых" береговых линий. Это связано не только с дифференцированными движениями, но и с тем, что первоначально в зависимости от физико-географических условий береговые линии закладываются на разных гипсометрических уровнях и уничтожаются последующими экзогенными процессами.

Среди исследователей отсутствует единый подход, однозначная методика выделения береговых линий. К сожалению, еще часты случаи, когда за береговые террасы принимаются структурные или денудационные ступени и уступы, а за морские отложения — осадки другого генезиса. Кроме того, в большинстве случаев не разделяются береговые линии, формирование которых обусловлено крупными палеогеографическими изменениями природной обстановки, и террасы, созданные в ходе одного регрессивного или трансгрессивного цикла, когда береговые формы рельефа возникают не в результате колебаний уровня или даже его остановки, замедления, а вследствие изменения в строении берегового склона, по которому "скользит" регрессирующий уровень. При отсутствии единой комплексной методики выделения древних береговых линий в литературе не накапливается сопоставимых данных для проведения корреляций.

Одна из главных причин невозможности дальних корреляций береговых линий — ограниченное применение существующих методов абсолютного датирования для этих целей. Эти методы - калий-аргоновый, модификации уранового, трековый и радиоуглеродный - ограничены или по диапазонам возраста или по непригодности материала, используемого для определения абсолютного возраста, а также из-за низкой их точности. Поэтому очень мало датировок ранне- и среднелейстоценовых террас, затруднено определение возраста береговых отложений полярных и умеренных широт из-за частого отсутствия органического или карбонатного материала, и т.д. Решение проблемы корреляции четвертичных береговых линий резко продвинется вперед, если будет разработан достаточно универсальный метод (или группа методов) определения абсолютного возраста, охватывающий весь возрастной диапазон четвертичного периода, и при использовании которого возможно датирование по достаточно широко распространенному материалу, слагающему типичные береговые формы.

Перечисленные проблемы не являются непреодолимыми. Не обходим новый подход к исследованию береговых террас, а через них к проблеме колебаний уровня океана.

Прежде всего, желательна организация специального комплексного изучения районов активного террасообразования, таких как Курило-Камчатская островная дуга. Помимо геоморфологических исследований в таких районах следует проводить литолого-стратиграфические, геофизические (гравиметрические, магнитометрические, измерение теплового потока), океанологические (определение приливов, высот волнового заплеска и т.п.) работы. Датировки и корреляции береговых линий должны проводиться как можно большим числом методов (радиоуглеродным, термолуминесцентным, трековым, аминокислотным, калий-аргоновым и др.). На основании подобных исследований могут быть выявлены не только сами древние береговые линии (их морфология, возраст, развитие на по-

бережье), но и их приуроченность к определенным геоблокам, связь с участками разной активности, зависимость от меняющихся палео-географических условий. На основании всех полученных данных могут быть составлены и рассчитаны математические модели формирования береговых линий, выделены иерархические ряды причин, влияющих на образование террас, определены корреляционные взаимосвязи конкретных событий в динамике террасообразования.

Примерная общая схема связи событий, приводящих к формированию древних береговых линий, представлена на рис. 1. Если подобные схемы наполнить конкретными данными то, по моему мнению, возможно математическое решение задачи влияния разных типов колебаний уровня на формирование рельефа побережий.

ЛИТЕРАТУРА

Бадюков Д. Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменение уровня моря в послеледниковое время. — В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет /Ред. П.А.Каплин, Р.К.Клиге, А.Л.Чепалыга. М., 1982.

Бадюков Д. Д. Древние береговые линии как индикаторы уровня моря. — В кн.: Изменения уровня моря /Ред. П.А.Каплин, Р.К.Клиге, А.Л.Чепалыга. М., 1982.

Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С.Д. Происхождение и развитие океана. М., 1978.

Есин Н.В. О формировании морских террас. — В кн.: Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны. М., 1966.

Зубаков В. А. К столетию ледниковой теории: обзор ее современного состояния. -Изв. ВГО, 1977, №1.

Ионин А.С., Каплин П.А. Особенности формирования морских террас. - Изв. АН СССР. Сер.геогр. 1956, №1

Калинин Г. А., Клиге Р. К., Шлейников В.А. Основные проблемы палео-гидрологии.— В кн.: Проблемы палеогидрологии. М., 1976.

Калинин Г. А., Марков К. К., Суетова И.А. Колебание водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом. Сообщ. 1 Океанология, т. 6, вып. 5. Сообщ. 2. Океанология, т. 6, вып. 6, 1967.

Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., 1973.

Клиге Р. К. Изменение глобального водообмена. М. 1985.

Леонтьев О. К. Морская геология. М., 1982.

Марков К. К. О признаках трансгрессии и регрессии. Тр. I Всес. геогр. съезда, вып. 3, 1934.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии, М., 1948.

Марков К. К. Палеогеография. Изд. 2-е. М., 1960.

Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период, т. 3. М., 1967.

Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. — В кн.: Современные проблемы географии. М., 1964.

Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965.

Попов Б. А. Имитация процессов формирования морских абразионных террас. - В кн.: Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., 1966.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., 1974.

Тараканов Ю. А. Отражение внутреннего строения Земли в рельефе водной поверхности океана — В кн.: Колебания уровня морей и океанов за

- 15000 лет /Ред. П.А.Каплин, Р.К. Клиге, А.Л.Чепалыга. М., 1982.
- Уровень, берега и дно океана. /Ред. Сомов Н.В., Леонтьев О.К. М., 1978.
- Хаин В. Е. Общая тектоника. М., 1964.
- Bloom A. L. Annual Report on Scientific Progress. Project Geological Correlation, 1979, №7.
- Clark J., Farrell W. and Peltier W. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. -Quaternary Research, v. 9, 1978.
- Kauba W. M. The changing shape of the Earth. — Nature, v. 303 1983.
- Morner N. -A. Eustasy and geoid changes. — Journal of I Geology, v. 84, 1976.
- Newman W., Marcus L., Pardi R. Pacclone J. and Tomecek S. Eustasy and deformation of the Geoid. In. N.- A. Morner (ed): Earth rheology, isostasy and eustasy. London, 1980.
- Schofield J. C. Postglacial sea levels izostatic uplift.—New Zealand joum. of Geology and Geophysics, v. 7, 11, 1964.
- Schofield J. C. Postglacial sea level maxima a function of salinity?-Journal. Geosci. 1967, №10.
- Van de Plassche O. Sea level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene//Mededelingen rijks Ceologosche dienst, v. 36, 1982.

ТИПЫ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА

Изменения уровня морей и океана сильно влияют на динамику шельфа и побережий. Они способствуют достаточно быстрым преобразованиям береговой зоны, размыву или, напротив, нарастанию побережий, затоплению суши или осушению дна. Незначительное потепление климата Земли может привести к полному или частичному распаду ледниковых щитов, что повлечет за собой катастрофическое повышение уровня океана и затопление многих густонаселенных побережий. Поэтому хозяйственное освоение побережий, строительство портов, проведение берегозащитных мероприятий, планирование морских курортных зон, разведка и добыча прибрежно-морских полезных ископаемых невозможны без исследования долговременных тенденций перемещения уровня океана и без возможности прогнозирования будущих миграций береговой линии.

С 1976 г. проблема изучается в рамках осуществляемой ЮНЕСКО Международной программы геологической корреляции (проекты МПГК-61 и МПГК-200, см. [Каплин, 1984]). Одна из важнейших задач проектов — выявление причин изменений уровня океана, определение их различных типов. Исследования по проектам позволили изучить влияние на колебания уровня океана большого количества факторов, которым прежде не уделялось внимание, в том числе таким, как гидроизостазия, деформации геоида, изменения солёности океанических вод, дрейф литосферных плит и др. Полученные результаты нуждаются в определенной систематизации и

хотя бы приблизительной количественной оценке.

В таблице сведены современные представления о типах колебания уровня океана, их причинах, взаимных влияниях, скоростях и амплитудах. Многие из показанных явлений и процессов, связанных с изменениями уровня и влияющих на них, еще плохо изучены. Поэтому оценки скоростей и амплитуд перемещений береговых линий весьма приблизительны и имеют общий «прикидочный» характер, а сама таблица нуждается в достаточно подробном объяснении.

1. Согласно современным представлениям о природе Мирового океана, его объем в геологическом прошлом постоянно пополнялся за счет притока воды из недр планеты [Богданов др., 1978]. Вода выделяется из мантии Земли в процессе ее разогрева, плавления и дифференциации вещества. Процесс этот идет постоянно с момента образования Земли как планеты и до наших дней. Правда, А. П. Виноградов [1967] считал, что со временем интенсивность процесса поступления воды падает, так как дегазация мантии протекала в строгой зависимости от процесса разогрева вещества планеты под действием распада радиоактивных элементов. По мере уменьшения их количества, видимо, сокращался и приток воды. Однако приток мантийных вод происходит и в наши дни. Об этом свидетельствуют поступления ювенильных вод из термальных источников, выходы глубинных вод или рассолов на дне морей и океанов (например, в Красном море), выделение огромных масс водяных паров при вулканических извержениях.

Современное поступление мантийных вод, по оценке А. П. Виноградова, приводит к подъему уровня со скоростью 1 мм/тыс. лет. С этой оценкой согласны многие исследователи [Богданов и др., 1978]. Следовательно, за кайнозой (65 млн лет) уровень океана за счет притока воды из недр планеты должен был повыситься на 65 м.

2. В условиях определенного влагосодержания атмосферы, по мнению Г. П. Калинина и др. [1976], часть воды в газообразном или молекулярном состоянии должна уходить в космическое пространство. Действительно, вполне вероятно, что до возникновения биосферы вода терялась первичной атмосферой Земли. Появление биосферы привело к трансформации газового состава атмосферы и образованию стратосферной «ловушки» (что связано с присутствием озона), препятствующей диффузии паров воды вверх. Это замедлило процесс выноса воды в космос и создало более благоприятные условия для ее накопления на земной поверхности. К сожалению, этот механизм изучен плохо, и нет возможности привести какие-либо цифры, характеризующие уход водяных паров в космос. Г. П. Калинин полагал, что он равен приходу воды из мантии Земли. Однако в таком случае не происходило бы накопления воды в океане, т. е. можно принять, что падение уровня Мирового океана за счет потери водяных паров из атмосферы меньше, чем 1 мм/тыс. лет.

3. Наиболее изучены колебания уровня, связанные с измене-

нием объема океана в результате образования и таяния ледниковых покровов. Как известно, в плейстоцене ледниковые покровы неоднократно занимали огромные пространства суши в Северной Америке и Евразии. При максимальных стадиях оледенения в ледниковых щитах аккумулировалось около 35 млн км³ воды. В периоды межледниковий эта вода возвращалась обратно в океанические впадины, т. е. регрессии сменялись трансгрессиями. Амплитуда гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана достигала примерно 110 м: в периоды регрессий уровень опускался ниже современного на 100 м, а максимальные трансгрессии затапливали сушу не более чем на 10-метровую высоту [Марков, Суетова, 1965].

Таблица

Колебания уровня океана

	Типы	Скорость, мм/тыс. лет	Амплитуда (м) за кайно- зой
Гидрократический			
1	Поступление воды из мантии	1	+65
2	Уход водяных паров в атмосферу	1	-?
3	Изменение объема океана: - в результате образования и таяния ледниковых покровов Америки и Евразии (колебания Макларена) - при изъятии воды океанов на образование ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии	9000	±110
		7,5	±10
4	Изменение объема океана в результате изменения свойств воды (температуры, солености, плотности)	10 000	±10
5	Изменение глобального водообмена в результате климатических колебаний (сток поверхностных и грунтовых вод, испарение и осадки)	1500	±10
Геократический			

6	Увеличение объема океанических впадин в результате погружения океанического дна (регрессия Зюсса)	18	-1200
7	Изменение объема океанических впадин в результате преобразования рельефа дна (возникновение хребтов и «замыкание» впадин переходных зон)	4	+260
8	Процессы, связанные с движением литосферных плит	0,2	-13
9	Заполнение дна океана осадками	0,4	+26
10	10. Колебательные тектонические движения суши:	5	+1000
	а) платформенные	300	+8000
	б) геосинклинальные	500 000	+110
	в) сейсмогенные		
11	И. Изостатические движения		
	а) гляциоизостазия	50000	-700
	б) гидроизостазия	10000	+25
	в) седиментоизостазия	100000	+50000
	г) антропогенная изостазия	700000	+10
12	Изменение формы геоида (геоидальная изостазия)	40000	+200
13	Изменения скорости вращения Земли	400-300	+60; -30

Особо следует сказать о гляциоэвстатической регрессии, протекавшей при формировании ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии. Образование ледника Антарктиды происходило в основном между 25 и 16 млн лет назад и должно было вызвать гляциоэвстатическую регрессию с амплитудой около 60 м, а образование 5 млн лет назад ледникового щита Гренландии привело к понижению уровня океана на 7 м. В дальнейшем в течение всего плейстоцена ледники Антарктиды и Гренландии менялись мало и почти не влияли на колебания уровня океана [Богданов и др., 1978].

4. О колебаниях объема океана в результате изменения свойств воды (температуры, солености, плотности) известно очень мало. Впервые на этот фактор серьезное внимание обратил Дж. Скофилд [Schofield, 1967]. Уровень моря за счет колебания плотности морских вод изменяется быстро — примерно на 1 м за 100 лет, но, видимо, по амплитуде не может превышать 10 м. Очевидно, из-

менения температуры и солености и вследствие этого плотности океанских вод особенно резко происходили при сменах ледниковых и межледниковых периодов, и колебания уровня, вызванные этим явлением, суммировались с гляциоэвстатическими трансгрессиями и регрессиями.

5. Изменения глобального водообмена исследовал последнее время Р. К. Клиге [1980, 1985]. Он показал, что в результате климатических изменений в разные периоды истории Земли достаточно резко колебался речной грунтовый сток, объемы озер, содержание влаги в атмосфере. В результате этих изменений неодинаков был водообмен между океаном и остальной гидросферой. Потепление климата в конце прошлого столетия на 1°C вызвало повышение испарения озер и увеличение жидкого стока в океан. Некоторые исследователи [Greenhouse effect..., 1984] считают, что потепление климата должно прогрессивно развиваться в результате накопления в атмосфере CO_2 , т. е. возникновения «парникового эффекта». Прогнозные исследования показали, что вследствие развития «парникового эффекта» уровень океана может подняться к 2100 г. на 3,45 м [Greenhouse effect..., 1984]. Правда, наряду с потеплением происходят и другие процессы, ведущие к изъятию воды из океана (испарение с поверхности океана, разбор воды на хозяйственные нужды и т. п.). Однако суммарно за счет изменений водного баланса уровень океана, по мнению Р. К. Клиге, поднимается в настоящее время со скоростью 1,5 мм/год. При похолоданиях, видимо, наблюдается обратная картина — уменьшается поступление воды с суши и происходит падение уровня океана. Амплитуда таких колебаний уровня не превышает нескольких метров.

6. По мнению многих исследователей, в числе которых следует упомянуть К. К. Маркова [1960], О. К. Леонтьева [1982], Г. Менарда [1966], для всего периода мезозоя и кайнозоя характерно общее относительное повышение средней высоты суши и углубление океанических чаш. Эту тенденцию развития океанов подметил еще Э. Зюсс, и поэтому К. К. Марков предложил опускание уровня в результате процесса углубления океана называть регрессией Зюсса. О. К. Леонтьев [1970] считает, что показателями прогибания дна Мирового океана служат данные о глубинах над гайотами и мощностях кайнозойских коралловых известняков, слагающих атоллы. Бурение на атоллах, определения абсолютного возраста кораллов позволяют делать О. К. Леонтьеву вывод, что за кайнозой (65 млн лет) дно океана, а вслед за ним уровень опустились на 1200 м. Правда, по теории тектоники плит большие глубины над гайотами свидетельствуют не о прогибании дна, а о движении бывших атоллов вместе с дном океана по наклонной от срединно-океанических хребтов к зонам субдукции.

7. Г. Менард [1966] и О. К. Леонтьев [1970], рассматривая колебания уровня Мирового океана, придают большое значение изме-

нениям в геологическом прошлом рельефа океанического дна. На уровень, несомненно, влияли воздымания срединно-океанических и других хребтов, преобразование, «замыкание» геосинклинальных впадин. О. К. Леонтьев предполагает, что за счет названных причин уровень за кайнозой поднялся на 260 м.

8. Согласно концепции новой глобальной тектоники, движения литосферных плит влияют на изменения рельефа срединно-океанических хребтов и зон Бенюфа, вызывая, таким образом, регрессии и трансгрессии [Сорохтин, 1974, 1976]. Их амплитуду, видимо, можно оценивать той же цифрой, которая приведена в пункте 7.

Вместе с тем О. Г. Сорохтин показывает, что в зонах Бенюфа, протяженность которых составляет около 60 тыс. км, происходит опускание в мантию океанической литосферы, коры и осадочных пород со средней скоростью около 5 см/год. Если принять среднюю толщину заглубляющегося осадочного слоя 3—4 км, то в мантию должно погружаться 9—12 км³ морских отложений. Изъятие такого объема донных отложений должно вызвать снижение уровня океана примерно на 0,2 мм/тыс. лет.

По всей видимости, с движением литосферных плит связаны и другие явления, обуславливающие изменения уровня океана. Например, при смыкании плит в районе Тетиса были изолированы от океана Каспийское море и ряд других водоемов, а при раскрытии океанов, напротив, возникли Красное море, Калифорнийский залив и др. Происходило изменение контуров и объема океанов. Однако нет количественной оценки этих явлений и соответственно конкретных цифр.

9. На протяжении всей истории океана на его дне происходит накопление осадков. Они вытесняют воду, и процесс осадконакопления приводит к повышению уровня океана. Об этом факторе писали еще Э. Зюсс и А. Пенк. Последний считал, что накопление осадков повышает уровень океана со скоростью 8 см/тыс. лет [Марков, 1960]. Цифра эта, безусловно, завышена. Г. Менард оценивает подъем уровня в результате осадкообразования в 0,4 мм/тыс. лет.

10. В преобразовании рельефа Земли большую роль играют тектонические вертикальные движения земной коры, которые обуславливают относительные изменения уровня морей и океанов. Тектонические движения разнообразны по амплитудам, знаку, скоростям, по охвату пространства земной поверхности. Существуют многочисленные классификации вертикальных тектонических движений. Более всего отвечает нашим целям выделение В. Е. Хаиным [1964] платформенных и геосинклинальных типов вертикальных тектонических движений. В платформенных областях амплитуда кайнозойских движений достигала, как считает В. Е. Хаин, 1—1,5 км, а средняя скорость — 0,005 мм/год. В пределах геосинклинальных поясов размах поднятий и погружений за это же время составил 6—8 км, а средняя скорость движений достигала 0,3 мм/год. Макси-

мальные скорости тектонических подвижек могут быть около 3—3,5 см/год. Однако известно, что тектонические перемещения, связанные с проявлениями сейсмичности, могут быть очень быстрыми, практически мгновенными. Подобные сейсмогенные подвижки блоков суши хорошо известны. В районе г. Ниигата на берегу Японского моря во время землетрясения 1964 г. участок берега за несколько минут опустился на 1—2 м. Это опускание хорошо заметно по погруженным под уровень моря берегоукрепительным конструкциям [Каплин, 1973]. Землетрясение 1899 г. на Аляске по сведениям Береговой и Геодезической службы США, вызвало поднятие одного из участков зал. Якутат на 14 (!) м.

11. Уровень моря локально и регионально изменяется на некоторых побережьях в результате проявления изостазии. Наиболее широко изостатическими движениями охвачены области современного и древнего оледенений. Энергичные поднятия этих областей компенсируют полное или частичное исчезновение ледниковой нагрузки. Районы изостатических движений хорошо очерчиваются изобазам и в Скандинавии и в Северной Канаде, по контурам они согласуются с бывшими ледниковыми щитами. Скорости поднятий, связанных с ледниковой разгрузкой территорий, отличаются большими величинами, чем скорости обычных тектонических движений.

Дж. Скофилд [Schofield, 1964] подсчитал, что максимальная абсолютная скорость воздымания Канадского щита в период между 8 и 6 тыс. лет назад достигала 50 м в тысячелетие. Для Фенноскандии (р-н г. Осло) скорость абсолютного поднятия в период между 10 и 8 тыс. лет назад была! 45 м в тысячелетие, между 4 тыс. лет назад и современной эпохой—9 м. Суммарная величина поднятий областей древнего оледенения достигает 700 м [Каплин, 1973]. Однако способность земной коры реагировать на нагрузки проявляется не только при ледниковом воздействии. Интересным и малоизученным процессом является гидроизостазия, т. е. прогибание коры под нагрузкой водной массы, например при поступлении талых ледниковых вод в какой-либо бассейн. Последние годы этот процесс рассматривался главным образом теоретически М. Криттенденом, А. Блумом, Р. Уолкот-том, Дж. Чеппелом, Л. Кэтлзом [Бодюков, 1982]. А. Блум, например, пришел к выводу, что прогибание шельфов в результате действия водной нагрузки в послеледниковое время составило около 1/3 эффективного столба воды. Рассмотрение на модели Земли с различными параметрами вязкости воздействия образовавшегося дополнительного столба талых вод позволило Л. Кэтлзу установить, что величина среднего гидроизостатического углубления бассейнов за последние 18 тыс. лет варьирует (в зависимости от того, какие параметры вязкости принимаются при расчетах) от 25,4 до 13,8 м.

Изостатический эффект сказывается также при накоплении мощных толщ осадков. Особенно наглядно это проявляется в дель-

товых районах. Правда, при накоплении отложений кроме изостатического опускания происходит уплотнение осадка и проседание его кровли. Трудно разделить эти два процесса, и они рассматриваются совместно. Опускание поверхности в областях активного осадконакопления может достигать 20—30% от мощности горизонтов отложений, а скорость — нескольких сантиметров в год. Например, дельта р. По проседает со скоростью 0,2 см/год, дельта р. Нигер — 2, р. Миссисипи — 4,3, р. Хуанхе — 10 см/год [Уровень..., 1978]. Катастрофический характер проседание рыхлых толщ осадочных пород приобретает при землетрясениях. Проседания земной поверхности происходят и усиливаются в результате хозяйственной деятельности человека. Дополнительная тяжесть городских строений г. Шанхая усугубляет уплотнение древних дельтовых отложений р. Янцзы. Хорошо известно погружение Венеции, расположенной в дельте р. По. При хозяйственной деятельности человека значение имеет не только нагрузка сооружений, но и откачка подземных вод или нефти. Показателен в этом отношении пример района Лонг Бич в Калифорнии. Здесь в результате нефтедобычи за период с 1928 по 1971 г. максимальное опускание поверхности прибрежной равнины составило 9,3 м. Максимуму нефтедобычи соответствует наивысшая скорость проседания земной поверхности — 71,9 см/год [Тараканов, 1982].

12. Последние годы получены принципиально новые выводы о колебаниях уровня океана вследствие изменения гравитационного поля Земли [Бадюков, 1982; Тараканов, 1982; Clark et al., 1978; Morner, 1976, 1978]. Гравитационное поле изменяется при перераспределении масс на поверхности и в недрах Земли — на границе ядра и нижней мантии, либо в астеносфере, а также при таянии материковых льдов на ее поверхности. В результате этих процессов происходят деформации геоида.

Поверхность океана является уровенной поверхностью потенциала силы тяжести. Это означает, что во всех пунктах водной поверхности потенциал равен одной и той же величине. При деформациях геоида океанская масса воды вынуждена реагировать на изменения потенциала силы тяжести колебаниями уровня, неравномерными в разных районах вследствие изменения гравитационного поля, например, поступающая к океану талая вода ледниковых щитов должна была растекаться неравномерным слоем [Бадюков, 1982; Clark et al., 1978]. Деформации геоида могут приводить к измерениям уровня на 2—4 м за 100 лет [Morner, 1976]. Колебания уровня, вызванные деформациями геоида, изменением гравитационного поля, Н.-А. Мернер предложил называть геоидальной изостазией.

В настоящее время из-за неоднородности гравитационного поля Земли водная поверхность отступает от правильной фигуры вращения, которая соответствует среднему уровню океана. Океан имеет свой рельеф, где впадины чередуются с поднятыми куполами. Амплитуда неровностей около 200 м. Неровности обусловлены не-

однородностью строения глубоких слоев Земли и неодинаковым вследствие этого распределением силы тяжести [Тараканов, 1982]. Н.-А. Мернер считает, что эти аномалии нестабильны во времени и пространстве. Вместе с их миграциями сдвигаются в горизонтальном и вертикальном направлении депрессии и выпуклости водной поверхности океана, изменяя форму палеогеоида. Такие смещения в рельефе геоида могут вызывать за короткое время локальные трансгрессии и регрессии довольно значительной амплитуды.

13. Недавние исследования со спутников позволили получить новые сведения о нашей планете. Лазерные наблюдения в течение нескольких лет за искусственным спутником Лагос показали, что происходит замедление вращения Земли, равное $3\text{--}10\text{--}11 \text{ год}^{-1}$. [Kauba, 1983]. Уменьшение скорости вращения Земли требует движения массы по направлению оси вращения, сокращающего разницу между экваториальным и полярным моментами инерции. Проще говоря, Земля как бы распрямляется. На это явление прежде всего реагирует водная масса океана. Ю. А. Таракановым подсчитано, что замедление вращения Земли с указанной скоростью должно привести к понижению уровня на экваторе со скоростью см/столетие и, напротив, повышению в приполярных областях на 3 см/столетие.

Полученные цифры правомерны для определенного периода времени, так как известны сложные нерегулярные изменения скорости вращения Земли [Сидоренков, 1982]. Поэтому уровень на полюсе и экваторе, видимо, в разные периоды менялся по-разному. Совершенно очевидно, что проблема изменения уровня океана в связи с рассматриваемым процессом требует специального изучения.

Перечисленными в таблице типами колебания уровня океана, возможно, и не исчерпаны все их виды, и не все причины изменения водной поверхности названы. Необходимо дальнейшее более углубленное исследование проблемы. Неравноценен, конечно, и вклад каждого из типов колебания в результирующий общий процесс изменения поверхности океана. Одни виды колебаний уровня имеют глобальный характер, другие проявляются локально. Часть из них охватывает длительные геологические эпохи, некоторые кратковременны, периодичны или даже случайны.

ЛИТЕРАТУРА

- Каплин П. А. Международные исследования изменений уровня океана. — Океанология, 1984, т. XXIV, вып. 4, с. 709.
Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. М.: Мысль, 1978. 157 с.
Виноградов А. Л. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 212 с.
Калинин Г. П., Клиге Р. К., Шлейников В. А. Основные проблемы палео-гидрологии. — В кн.: Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976, с. 7.
Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с. 143.

Schofield J. C. Postglacial sea level maxima a function of salinity? — J. Geos-

ci., 1967, № 10, p. 1605.

Клиге Р. К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. 109 с.

Клиге Р. К. Изменение глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.

Greenhouse effect and sea level rise/Ed. Barth M., Titus J. N. Y.: Van Nostrand Reinhold Company, 1984, p. 325.

Марков К. К. Палеогеография. Изд. 2-е М»: Изд-во МГУ, 1960. 268 с.

Леонтьев О. К. Морская геология. М.: Высш. шк. 1982. 343 с.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 271 с.

Леонтьев О. К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезокайнозое.— *Океанология*, 1970, № 2, с. 321.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 181 с.

Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий.— В кн.: Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976, с. 59.

Хаин В. Е. Общая тектоника. М.: Недра, 1964. 497 с.

Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 264 с.

Schofield J. C. Postglacial sea level isostatic uplift.— *New Zealand Journ. Geol. and Geophys.*, 1964, v. 7, № 2, p. 231.

Бадюков Д. Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменения уровня моря в послеледниковое время.— В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет /Под ред. Каплина П. А., Клиге Р. К., Л., Чепалыги А. Л. М.: Наука, 1982, с. 51.

Уровень, берега и дно океана/Под ред. Сомова Н. В., Леонтьева О. К. М.: Наука, 1978. 190 с. 21.

Тараканов Ю. А. Отражение внутреннего строения Земли в рельефе водной поверхности океана.— В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет/Под ред. Каплина П. А., Клиге Р. К., Чепалыги А. Л. М.: Наука, 1982, с. 23.

Clark J., Farrell W., Peltier W. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research*, 1978, v. 9, p. 265.

Morner N.-A. Eustasy and geoid changes.— *J. Geology*, 1976, v. 84, p. 123.

Morner N.-A. Differential Holocene sea level changes over the Globe: evidence for glacial eustasy, geoidal eustasy and crustal movements. *International Symposium on coastal evolution in the Holocene*. Tokyo, 1983, p. 93.

Kauba W. M. The changing shape of the Earth.—*Nature*, 1983, v. 303, p. 756.

Сидоренков Н. С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена.— В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет/Под ред. Каплина П. А., Клиге Р. К., Чепалыги А. Л. М.: Наука, 1982, с. 85.

IX. Эволюция островных побережий

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ОСТРОВОВ

В связи с рассмотрением проблемы эволюции береговой линии большой интерес представляют вопросы развития прибрежной зоны островов и архипелагов. Островные берега — исключительно благоприятный объект для исследования процессов формирования береговой зоны в целом [Зенкович и др., 1964].

Большинство архипелагов возникло в ходе послеледниковой трансгрессии Мирового океана или в результате поднятий участков земной коры альпийского времени. Многие острова вулканического происхождения образовались вследствие поднятия вулканических конусов со дна океана сравнительно недавно. Молодыми, недавно сформировавшимися, являются и многочисленные коралловые острова, разбросанные по акватории центральной части Тихого океана. На их формирование почти не оказали воздействия субаэральные процессы: сток рек, эрозионное расчленение и другие «неморские» факторы развития берегов.

На побережьях материков береговые формы рельефа возникали в результате воздействия многих специфических для береговой зоны процессов, так и характерных для обширных пространств суши. Поэтому задача восстановления истории развития побережья, понимания генезиса отдельных береговых формирования интенсивности и механизма проявления того или иного фактора не так проста.

На побережьях островов, особенно небольших по размерам и геологически сравнительно молодых, гораздо легче проследить «в чистом виде» процессы абразии, перемещения наносов, роль тектонических движений в формировании террас и бенчей, развитие тектонических и коралловых типов побережий, фазы эволюции береговой линии и т. п.

Изолированные от суши острова исключительно богаты как эндемичными видами флоры и фауны, так и своеобразными формами рельефа, в том числе и береговыми. Иначе отдельные острова могут быть своего рода природными моделями эволюции береговых форм в результате воздействия на них моря.

Аналогия островов с моделями не только в том, что их развитие протекает нередко под действием ограниченного, сравнительно просто поддающегося учету числа берегоформирующих факторов, но и в том, что темпы эволюционного развития их более ускоренные, чем на берегах материков. На островных берегах можно встре-

тятся с формами, прошедшими весь цикл развития и находящимися в стадии старости, умирания. При этом благодаря масштабу времени, отсутствию сноса с суши, изолированности береговой линии, однообразному геологическому строению часто в морфологическом строении сохраняются все предыдущие стадии развития береговой линии.

Рассмотрим один из небольших островов Тихого океана, имеющий длину около 20 км и около 2 км ширину и представляющий собой приподнятую не более чем на 10 м над уровнем океана совершенно плоскую заболоченную равнину, сложенную с поверхности глинами и суглинками. Рыхлые отложения тонким чехлом залегают на слегка приподнятом фундаменте коренных пород. Поверхность острова совершенно не дренируется и обрывается к океану отмершими клифами. К подножью клифа примыкают песчаные береговые валы, образующие по периметру острова сплошную аккумулятивную террасу. Отмершие клифы наблюдаются даже на стороне острова, открытой к Тихому океану. Терраса на отдельных участках переходит в аккумулятивные формы типа двойных серповидных баров (кос), аккумулятивных выступов, кос азовского типа, которые выдвигаются в открытый океан. Все эти формы, хотя и хорошо сохранились, реликтовые, и в настоящее время в результате поднятия выведены из зоны волнового воздействия. Они располагаются на коренных цоколях в виде бенчей, поднятых над уровнем океана. Как показали водолазные обследования, дно вокруг острова в пределах изобат 5—15 м оголено и здесь сформировалась абразионная терраса.

Анализ строения берега острова позволяет без труда проследить эволюцию его береговой линии. Вначале приподнятая равнина усиленно размывалась морем. Интенсивная абразия берегов привела к образованию активного клифа со всех сторон острова. Далее, в ходе абразии в приурезовой зоне берега накопилось достаточное количество обломочного материала и на выступах береговой линии стали образовываться двойные аккумулятивные косы. По мере их роста и, образования на прямых участках берега у подножья клифа серий береговых валов произошли отмирание клифа (рис. 1).

Обломочный материал сначала поступал и с берега и со дна. Постепенно поступление наносов с суши в связи с ослаблением абразии прекратилось. Со дна наносы также были «выметены» на берег, на аккумулятивные причлененные террасы и пляжи.

Следует заметить, что в начальной стадии при абразии берега происходило вдольбереговое перемещение наносов. Пути их миграции нетрудно установить по строению древних аккумулятивных форм. Но когда образовались косы азовского типа, контур береговой линии расчленился, потоки наносов сократились по протяжению и обломочный материал, уже поступающий со дна, стал аккумулироваться в бухтах размыва у подножья клифов. В ходе непрерывного

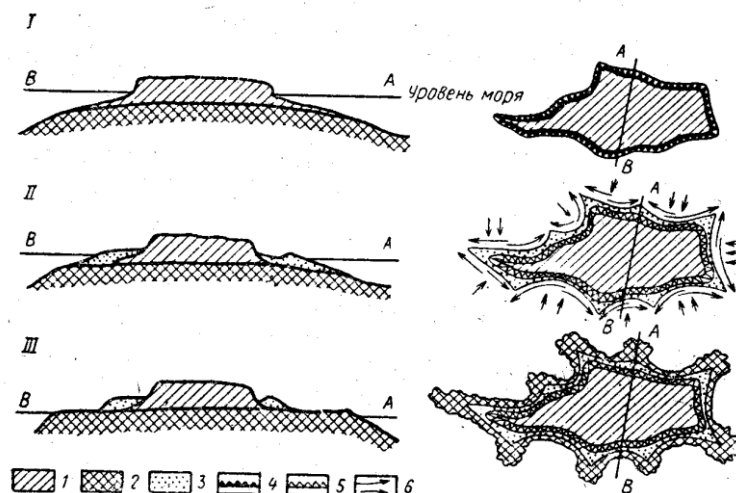


Рис. 1. Развитие одного из островов Тихого океана:
I, II, III – стадии развития: 1- рыхлые коренные отложения; 2 – скальные породы коренного цоколя (в плане поднятый бенч); 3 – морские аккумулятивные формы; 4 – активный клиф; 5 – отмерший клиф; 6 – направление движения обломочного материала в береговой зоне

положительного движения береговой линии двойные косы как более ранние образования оказались поднятыми выше уровня прилегающих террас.

В настоящее время, видимо, ни аккумулятивных, ни абразионных процессов на острове не происходит. Берег острова — яркий пример берега в стадии геоморфологической старости, прошедшего большой путь развития и достигшего относительного равновесия. Дальнейшее его развитие возможно при условии, что в зону волнового воздействия могут попасть участки дна со значительным запасом обломочного материала, что оживит процессы аккумуляции на берегу.

Судьба описываемого острова наглядно опровергает положение Девиса — Джонсона о бесконечности абразионного процесса, способного срезать огромные пространства суши до «волновой базы». Практически абразионный срез острова ничтожен. Абразия быстро прекратилась по достижении на подводном склоне профиля равновесия: обломочный материал был прижат к берегу, а береговая линия достигла равновесного контура. Причем равновесный контур береговой линии оказался невыровненным.

В архипелагах островов стадии развития береговых форм можно проследить не только на примере одного острова-модели. Различные острова в зависимости от времени образования, укрытости от волнения открытого моря, геологического строения имеют аналогичные береговые формы разного относительного возраста. Берега небольших вулканических островов часто почти не изменены абразией и находятся в стадии геоморфологической юности. Они отличаются приглубостью, невыработанностью подводного склона, отсутствием клифов и других абразионных форм. Рядом с ними можно обнаружить острова, где формы абразии ярко выражены в виде высоких клифов, ниш, подводных террас. Накопление обломочного материала, поступающего со дна и клифов, на таких берегах невелико и происходит в виде нешироких пляжей у подножий клифов. Это геоморфологически молодые или зрелые берега.

Наконец, на берегах третьей группы островов широко развиты отмершие клифы, к подножью которых примыкают аккумулятивные террасы, огражденные от моря широкими подводными абразионными террасами или бенчами. На подводных террасах и бенчах энергия волн полностью расходуется и они обычно не достигают подножья клифов. Особенно характерно это для берегов, где на подводном склоне по мере размыва накапливаются крупные глыбы и валуны или остается много кекуров. На берегах тропических стран на поверхности мелководной террасы начинают селиться колонии кораллов, которые играют роль барьеров—защитников берега от размыва. Берега, окаймленные широкой полосой мелководной абразионной террасы, характеризуются резким ослаблением абразионных процессов и их можно относить к берегам, достигшим стадии старости.

Естественно, что между берегами вулканического типа и берегами с отмершим клифом и окаймляющей террасой существует прямая генетическая связь: первые эволюционируют до второго типа. Абразионные зрелые берега – промежуточный тип между первым и вторым типами. В архипелагах островов можно отыскать и изучить все переходные звенья генетической цепи развития единого абразионного процесса: вулканический — абразионный берег — берег с отмершим клифом.

Конечно, трудно уловить все фазы в развитии островных берегов, тем более что в каждом конкретном случае наблюдаются отклонения от общей схемы. Совместно с Ю. А. Павлидисом мы обследовали Курильскую островную дугу и выделили четыре типа абразионных берегов [Каплин, 1963; Павлидис, 1968]: вулканические берега, не измененные морем; абразионные берега вулканических построек, мало измененные морем; абразионные берега, окаймленные полями бенчей, с отмершим или отмирающим клифом и развивающимися у его подножья аккумулятивными формами; берега, где в настоящее время прекратились процессы абразии и аккумуляции.

Каждый из перечисленных типов берегов наиболее характерен

для определенных частей островной гряды. Это объясняется неодинаковым возрастом и разной интенсивностью вулканических проявлений различных групп островов.

Так, наиболее «молодые», мало измененные морем берега, развиты преимущественно на островах центральной части Курильской гряды. Эти острова, представляющие собой, как правило, вершины вулканических построек, — самая молодая часть архипелага. Именно к этой центральной части гряды приурочены наиболее интенсивные проявления современного вулканизма. Вулканические не измененные или слабо измененные морем берега — это, по существу, склоны вулканов или края лавовых языков, уходящих на глубину почти без всякого перегиба профиля возле уреза.

Характерны в этом отношении берега у склонов действующих вулканов, где к морю спускаются свежие, сравнительно недавно застывшие лавовые потоки. Последние, как показало обследование их подводной части, очень круто, а порой отвесно обрываются в море. Уступы их разбиты трещинами на хаотические блоки. Эти уступы достигают глубины 7—10 м, где у их подножья прослеживается полоса глыб, за которой начинается ровное крутонаклонное песчаное дно.

На крупных островах Большой Курильской гряды преобладают берега с малоактивным клифом, окаймленные полосой валунно-грядового или грядового бенча (рис. 2). Здесь же можно наблюдать ряд переходных типов берега.



Рис. 2. Берег, окаймленный валунно-грядовым бенчем

Очень похожую схему развития островов выдвинул К. К. Орвику, изучавший побережье северо-западной Эстонии [Орвику (мл.), 1966]. Острова этой части побережья образуются в ходе поднятия земной коры, когда в зону волнового воздействия попадает какая-нибудь неровность древнего рельефа дна моря. С этого момента начинается подводная абразия верхнего слоя четвертичных отложений или коренных пород и образуется подводная банка.

Дальнейшее поднятие зоны побережья приводит к тому, что банка выходит из-под уровня моря и превращается в скалистый остров. Остров подвергается волновой обработке, по его периметру образуется клиф и зарождаются аккумулятивные скопления на подветренной стороне. На следующем этапе в результате выработки широких бенчей, изменения режима поступления наносов, изменения гидродинамических условий происходит отмирание береговых форм рельефа острова. Особенно часто это происходит при рождении мористее острова новых подводных отмелей, которые создают волновую тень. Последний этап в развитии островов — выход из зоны волнового воздействия вследствие общего поднятия участка дна.

Все эти этапы рождения, развития и отмирания островов Орвику иллюстрирует примерами из группы островов Вайка (западнее о. Саарема). Резюмируя, К. К. Орвику считает целесообразным выделить пять этапов в развитии островов, органически связанных между собой, но имеющих и свои специфические черты: 1 — подводная банка или риф; 2 — скалистый остров; 3 — остров с активными берегами; 4 — отмирающий остров (затухание береговых процессов на острове); 5 — отмерший остров (развитие почвенного покрова).

Мне кажется примечательным тот факт, что, несмотря на различие физико-географических и геологических условий северо-западной Эстонии и Курил, этапы развития островов этих двух регионов во многом совпадают и эволюция происходит по единому плану.

Характерно, что одновременно с развитием абразионного процесса на берегах островов в строгой зависимости от первого происходит процесс аккумуляции обломочного материала, что особенно заметно при отсутствии иных, кроме абразии, источников наносов. При интенсивном размыве, образовании клифов и выработке подводной абразионной террасы происходит обильное отложение обломочного материала и образование примкнувших и двойных аккумулятивных форм. С затуханием абразии, когда берег проходит стадию зрелости и клифы отмирают, обломочный материал мобилизуется с подводного склона. Это ведет к более быстрой выработке подводной абразионной террасы. В итоге весь обломочный материал (за исключением самого мелкого, который уносится на глубину) оказывается прижатым к берегу и недостижимым для волнения из-за большой ширины зоны мелководья над поверхностью подводной абразионной террасы. Размыв поверхности подводной террасы без обломочного

материала практически ничтожен.

Известно, что некоторые острова, сложенные рыхлыми породами, как правило, принимают округлую или овальную форму. Округлость о. Колгуева, например, — результат абразии в широком секторе с запада до севера и одновременного образования песчаных кос — баров и лайд, заполняющих вогнутости береговой линии с юга.

Теоретически развитие береговой линии островов было рассмотрено К. Фольбрехтом [Vollbrecht, 1958]. Он пришел к выводу, что при равном воздействии волн со всех сторон острова становятся округлыми, а при господстве волн одного направления — овальными.

Округлые острова небольших размеров известны на обширных мелководьях южной части моря Лаптевых [Вильнер, 1955], в северной части Каспийского моря [Леонтьев, 1961], немало их и на других морях. Исследования показывают, что подобные острова имеют устойчивые контуры. Особенно характерна округлая или овальная форма для малых островов или островов, первоначально возникших в очертаниях, близких к овальным или округлым. Например, острова Иуды в Белом море, караваеобразные острова — «куличи» Далматинского архипелага Адриатики, многочисленные коралловые атоллы Тихого океана, вулканические острова (рис. 3).

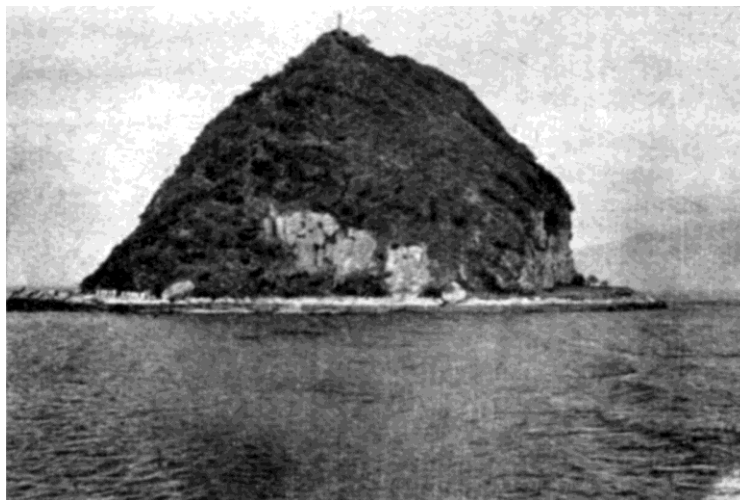


Рис. 3. Вулканический остров во внутреннем Японском море

На малых островах, подверженных размыву волн открытого океана или моря, быстро разрушаются выступающие части, зарождаются небольшие потоки наносов и из обломочного материала формируются аккумулятивные формы, иногда очень сложных очертаний, заполняющие вогнутости береговой линии. Так, на Белом море в Кандалакшских шхерах есть острова, представляющие собой сложный комплекс аккумулятивных форм, зародившихся и росших вокруг едва поднятых над уровнем моря, а иногда и подводных, моренных гряд — корг. В ходе интенсивного поднятия суши и выброса со дна ледникового материала на корги «насаживались» сложные аккумулятивные формы типа двойных кос, перейм, аккумулятивных выступов и т. п. Они образовали несколько ярусов, наиболее древние из которых подняты на 20 м над уровнем моря.

Однако, несмотря на весьма сложный комплекс аккумулятивных форм, в целом очертания островов принимают овальную конфигурацию. Долгое время считалось, что округлые контуры атоллов обусловлены первичным ростом колоний кораллов по периметру подводных конусов вулканов. В какой-то степени это так. Но не меньшую роль в образовании береговой линии определенного контура атоллов играют волновые процессы. Х. Виенс [Wiens, 1962], собравший большой статистический материал, сделал вывод, что конфигурация береговой линии атоллов и ее расчлененность находятся в зависимости от направления преобладающих ветров и волнений.

В. П. Зенкович [1960], изучая рифовые образования у о. Хайнань, также пришел к выводу, что на коралловых островах интенсивно протекают процессы выравнивания береговых линий и что в условиях, когда действие волнения примерно одинаково со всех сторон (что именно и характерно для открытой части океана или обширных зон мелководья, где селятся колонии кораллов), происходит образование кольцевых островов-атоллов.

Большинство мелких островов Далматинского архипелага, как правило, имеет правильную форму «куличей», что не случайно. Однако волновые процессы здесь из-за некоторых особенностей побережья не интенсивны [Зенкович и Каплин, 1965]. В развитии рельефа берегов и подводного склона островов Далматинского архипелага доминируют карстовые процессы, которые ведут к постепенному разрушению берега без образования обломочного материала. Интенсивность растворения известняка на подводном склоне находится в прямой зависимости от степени гидродинамической активности прибрежных вод.

Можно предположить, что при подводном растворении и карстообразовании происходит постепенная переработка подводного склона мелких островов Далматинского архипелага, наиболее активная на выступающих частях островов. Благодаря этому мелкие островки принимают форму «куличей» с плавноокругленной бере-

говой линией и сравнительно крутыми подводными склонами.

Однако круглые очертания принимают мелкие острова или острова, первоначально имевшие овальную конфигурацию. У более крупных островов неправильной формы береговая линия не всегда выравнивается. Напротив, у многих из них наблюдается тенденция к еще большему расчленению береговой линии. Дело в том, что концепция выравнивания берега логически вытекает из теории бесконечности абразии, в любом случае срезающей все выступы берега, в результате чего в береговую зону поступают неограниченные запасы обломочного материала. При таком идеализированном взгляде на ход развития береговых процессов береговые линии в действительности должны прийти к выровненному контуру за счет срезания мысов и заполнения бухт обломочным материалом. Однако, как было сказано выше, размыв берега — процесс ограниченный. Вместе с прекращением абразии выступающих частей берега, при отсутствии других источников наносов, до минимума сокращается поступление наносов в береговую зону и заполнения бухт не происходит. Наоборот, в бухтах может наблюдаться даже размыв и образование подводных абразионных террас, что явно не способствует выравниванию береговой линии.

Таким образом, рассматривая абразионно-аккумулятивный процесс эволюции контура береговой линии островов, можно убедиться, что при наличии крупных выступов и глубоко врезаемых бухт берега, пройдя весь геоморфологический цикл развития, сохраняют свои неправильные очертания и не выравниваются. Больше того, в определенных физико-географических условиях происходит дальнейшее расчленение береговой линии островов, как, например, на островах Новая Земля. На островах подобное расчленение берега особенно активно выражено в результате образования поднятых бенчей и лестниц абразионных террас. Кроме того, расчленение береговой линии островов может происходить вследствие образования свободных аккумулятивных форм (стрелок, выступов-наволоков, кос азовского типа). Эти формы создаются у выступов береговой линии, на участках ее резкого поворота и особенно часто там, где береговая линия поворачивает под большим углом в сторону от фронта волны.

На основании изучения атолла Диего-Гарсия (Индийский океан) Ю. С. Долотов [1963] сделал вывод, что для коралловых атоллов наряду с выравниванием контура характерен во многих случаях процесс усложнения очертаний береговой линии в зависимости от конкретных условий волнения и его силы.

Таким образом, изучение островных районов показывает, что выравнивание береговой линии происходит лишь при особых условиях (ровность исходного контура берега, его относительное погружение, наличие больших запасов рыхлого материала), в большинстве же случаев неровная береговая линия представляет собой устойчивую равновесную форму.

ЛИТЕРАТУРА.

- Вильнер Б. А. Особенности динамики берегов северных морей. «Сб. работ Ин-та океанолог. АН СССР», 1955, т. 4.
- Долотов Ю. С. О некоторых особенностях развития берегов тропической зоны. «Океанология», 1963, т. 3, вып. 2.
- Зенкович В. П. Применение волновой теории к анализу строения коралловых берегов (на материале острова Хайнань). «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 2.
- Зенкович В. П. и Каплин П. А. Подводные геоморфологические исследования на Далматинском побережье. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1965, № 3.
- Зенкович В. П., Каплин П. А. и Медведев В. С. Особенности развития прибрежной зоны островов и архипелагов. Кн. «Теоретические вопросы динамики морских берегов». М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Карта современных вертикальных движений берегов морей СССР и геолого-морфологические методы их изучения. Кн. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения», М., Изд-во АН СССР, 19616.
- Каплин П. А. «Особенности динамики береговой зоны Курильских островов. «Тез. докл. объедин. научн. сессии, посвящ. исслед. Каспия, берегов океанов и морей». Баку, 1963.
- Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961.
- Невесский Е. Н. О связи контура береговой линии с геологической структурой абрадируемого берега. «Гр. Ин-та океанолог. АН СССР», 1957, т. 21.
- Орвику К. К. (мл.). Этапы развития небольших прибрежных островов в условиях поднятия земной коры на северо-западе Эстонии. Сб. «Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры». Таллин, 1966.
- Vollbrecht K. Das Verhalten von Meeren und Inseln gegenüber der Einwirkung des exogenen Kräftefeldes, «Geol. Rundsch.», 1958, Bd. 47, Nr. 1.
- Wiens H. J. Atoll environment and ecology. London, 1962/

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Геоморфологическое изучение островов имеет большое теоретическое и практическое значение. В их строении отражается разнообразие структурно-геологических и физико-географических условий обширных акваторий океана. Океанические острова, особенно атоллы — хорошие индикаторы эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Замечательной особенностью островов, особенно малых, по сравнению крупными массивами суши является простота их геологического и геоморфологического строения, четкая выраженность сравнительно малого количества процессов, преобразующих рельеф. Процессы развиваются на ограниченной территории, геологическое время их развития в большинстве случаев поддается определению [Зенкович и др., 1964]

Последние годы изучению океанических островов придается

большое значение, в частности, они исследуются в рамках проекта «Экология и рациональное использование островных экосистем» Международной программы «Человек и биосфера». Автор участвовал в двух рейсах судов АН СССР «Дмитрий Менделеев» и «Каллисто», посвященных изучению географии и экологии островных систем. Во время этих рейсов был собран материал по геоморфологии около 20 малых океанических островов Тихого океана (таблица). Часть этого материала была опубликована [Каплин и др., 1972; География атоллов... 1973; Каплин и др., 1975, 1976; Воронов и др., 1977; Пейн и др., 1979], что позволяет автору в ряде случаев ограничиться ссылками на опубликованные данные.

Геологическое строение и рельеф океанических островов

Обычно острова разделяются на три типа: материковые, океанические и острова переходной зоны. Материковые острова — части, осколки суши, лежащие в пределах шельфов. Они подстилаются земной корой материкового типа. Океанические острова находятся в пределах ложа океана (океанический тип земной коры). Среди них встречаются только вулканические острова и атоллы. Острова переходной зоны построены наиболее сложно. В этой зоне располагаются острова материкового типа (по существу микроконтиненты, такие, как Новая Гвинея), сложнопостроенные складчатые острова, вулканы и типичные атоллы.

Малые острова этой зоны также можно относить или к океаническому или к материковому типу. Например, о. Багаман (таблица) является материковым островом, представляющим моноклиналичную структуру, сложенную зеленокаменными, хлоритовыми и серицитовыми сланцами. Район, где расположен этот остров, в третичное время был захвачен процессами горообразования, несколько раз подвергался региональному метаморфизму, который сопровождался внедрением кварцевых жил; их возраст, определенный калий-аргоновым методом, $9,67 \pm 0,5$ млн. лет [Пейн и др., 1979].

Другой изученный остров переходной зоны — Био; хотя это и биогенный остров, его также нельзя отнести к океаническим, т. е. атоллам. Он представляет собой рифовую платформу, фундаментом которой служит антиклинальная складка (или горст), выраженная в виде подводного хребта и продолжающаяся в структурах о. Малаита — одного из крупнейших в архипелаге Соломоновы острова. В то же время очень многие острова переходных зон по своему происхождению, рельефу, геологическому строению мало отличаются от типичных океанических островов, лежащих в пределах ложа океана. Среди них много вулканов. Вулканические острова Ниуафоу и Норфолк, например, хотя и расположены в пределах переходной зоны, могут быть отнесены к типичным океаническим островам, лежащим в районе развития океанической земной коры. Остров Ниуафоу располагается в Тонго-Кермадекской переходной зоне в

Таблица

Основные особенности изученных островов

Остров	Удаленность от крупного участка суши, км	Площадь, км ²	Размер (длина, ширина, а, км)	Абс. высота, м	Преобладающая растительность	Тип острова	Геоморфические структуры	Типовые породы	Возраст	Лектотические находки	Рельеф
Багамы (арх. Луизиана)	205 от Новой Гвинеи	8	5×2,5	219	0-10, 30-50	Материковый	Складчатый	Метаморфизованные сланцы	6 млн. лет	Погруженные	Эрозия, среднерасчлененный
Раротонга (острова Кука)	450 от Самоа	65	12×8	700	0-10, 20-40	Океанический	Вулкан с окаймленным рифом	Базальт, брахит, фоллит	2-3 млн. лет	Стабильный?	—
Лорд-Хау	500 от Австралии	18	16,5×1,5	757	2-10, 30-90	—	Вулкан	Базальт	млн. лет	—	—
Норфолк	780 от Н. Зеландии	34,1	9,5×5,7	318	2-10, 15-25	—	—	—	2-3 млн. лет	—	Эрозия, среднерасчлененный
Эфата (о-ва Н. Гвинеи)	450 от Нов. Гвинеи	1200	46×43	647	0-10, 20-50	Переходной зоны	Вулкан с лавинной рифовой террасой	Гуф, таль, андезит, базальт, коралловый известняк	млн. лет	Поднялся	Эрозия, среднерасчлененный, тектонический, биогенно-волновой
Рауль (о-ва Кергелен)	1000 от Н. Зеландии	29,25	10,5×6,7	516	30-50, 50-90	—	Вулкан	Пески, брахит, таль	2 тыс. лет	Стабильный?	Эрозия, среднерасчлененный, вулканический

пределах бассейна Лау. Дж. Хокинс [1978] полагает, что здесь начиная с позднего миоцена происходит растяжение океанского дна и подъем больших объемов базальтовой магмы, которая образует океаническое дно.

Видимо, к океаническим островам условно можно отнести и вулканический о. Норфолк, а также о. Лорд Хау. Эти острова расположены в зоне мезозой-кайнозойской складчатости, являются вершиной одноименных хребтов, испытавших горообразование вместе и одновременно с Новой Каледонией. Оба острова — типичные вулканы, сложенные океаническими породами (оливиновыми базальтами).

Остров Рауль также является вулканом. Однако его геологическое строение отличается от строения островов Норфолк, Ниуафоу и Лорд Хау. Базальты обнаружены только в основании острова [Brothers, Searle, 1970]. В ядре острова залегают лавовые андезитобазальты, слои андезитовых туфов и брекчии, а на поверхности покров пемзовых песков и гальки, а также андезитового пепла. Все это свидетельствует о том, что на острове происходит извержение более кислых магматических продуктов, чем на островах океанического типа. Кроме того, для вулкана о. Рауль характерна интенсивная эксплозивная деятельность, выражающаяся в обильных выбросах пирокластического материала.

На типичных океанических островах вулканическая деятельность чаще проявляется в виде излияния жидкой лавы, образующей покровы и потоки. В этом отношении интересно сравнить с о. Рауль типичный океанический вулкан Ниуафоу. Оба острова имеют в центральной части обширные кальдеры, занятые озерами. Однако на о. Рауль кальдера образовалась в результате мощного выброса пемзового материала и разрушения большого вулканического конуса 2170 лет назад [Brothers, Searle, 1970]: это типичная кальдера взрыва. На о. Ниуафоу кальдера образовалась в результате опустошения центрального магматического очага через аппараты низкого гипсометрического уровня на склонах вулкана. Она является типичной кальдерой оседания. Таким образом, вулканические процессы на о. Рауль отличаются от вулканизма, присущего островам океанического типа. Они развиваются по классической схеме вулканизма островных дуг. Поэтому о. Рауль мы относим к островам переходной зоны.

В развитии вулканических островов Х. Стернс [Stearns, 1946] и Г. Менард [1966] выделяют несколько стадий: а) подводное извержение и образование подводного вулкана; б) выход вулканического конуса из-под уровня океана и образование пеплового или андезитобазальтового пика значительной высоты; в) разрушение вершины, образование вершинной кальдеры и неглубоких грабенов вдоль основных разломов; г) заполнение кальдеры и образование пеплошлакового конуса при последующих извержениях. Г. Менард счита-

ет, что время, протекающее между стадиями «б» и «в», незначительно и что вновь появившиеся вулканические конусы существуют в таком виде всего несколько дней или месяцев. Разрушение конуса и образование кальдеры происходит очень быстро.

Описываемые здесь острова хорошо иллюстрируют развитие вулканических образований по Менарду. Молодые острова Рауль и Ниуафооу находятся на первой надводной стадии развития, когда «только что» образовалась кальдера. На островах Раротонга, Эфате и Норфолк, «проживших» в субаэральных условиях более миллиона лет, кальдера, видимо, заполнилась.

Геологическое строение, возраст островов во многом определили развитие их рельефа. Особенно наглядно это видно при сравнении вулканических островов, имеющих близкое структурное строение, но различный возраст или неодинаковый состав слагающих их пород. Основными экзогенными процессами, формирующими рельеф вулканических островов, являются эрозия и волноприбойная деятельность.

Зависимость развития рельефа от возраста островов наглядно прослеживается в их береговой зоне. На наиболее древнем о. Норфолк развиты зрелые абразионные формы, представленные высокими отвесными клифами, абразионными бухточками и выступающими в океан мысами, останцами-кекурами, абразионными платформами. На молодом вулканическом о. Ниуафооу береговая зона, напротив, находится на самом начальном этапе формирования. Здесь с океаном граничит базальтовое плато, которое образовалось за последние десятки лет. Берег сложен хаотическими нагромождениями кусков застывшей лавы. Отдельные распавшиеся ее языки выступают как небольшие мысы. Подводный склон вокруг острова не выработан. Он завален обломками лавы, осложнен неровностями структурного происхождения в виде выступов, отдельных гребней.

Молодостью, невыработанностью рельефа берега и подводного берегового склона объясняется отсутствие у берегов о. Ниуафооу коралловых рифовых построек, хотя в этом районе океана обычно вокруг всех островов возникают барьерные или окаймляющие рифы (например, риф вокруг вулканического о. Раротонга). На подводном склоне о. Ниуафооу совершенно нет крупных колоний кораллов, они только начинают зарождаться здесь. Одиночные формы кораллов заселяют лишь выступающие формы подводного рельефа. Среди них преобладают примитивные формы, часто в виде корок, массивных видов, много известковистых водорослей, которые, видимо, в первое время замещают кораллы в их экологической нише.

Вулканический рельеф описываемых островов по-разному освоен эрозионными процессами. На о. Норфолк эрозионная сеть развита плохо. Большинство долин пререзает только кору выветривания и открывается в сторону океана висячими устьями. Долины временных водотоков равномерно распределяются по плато, приподня-

тому на 90—120 м, над ур. моря. Плато образовано горизонтально лежащими базальтовыми лавами (что и обуславливает платообразный рельеф), поверх которых располагается мощный (45—60 м) чехол кары выветривания. По мере формирования этой коры, видимо, происходил также процесс планации рельефа. Долины временных водотоков, врезанные в покров коры выветривания, имеют мягкие, округлые склоны и водоразделы, что придает поверхности плато слабовыраженный холмисто-увалистый рельеф.

На двух других плиоценовых вулканических островах Эфате и Раротонга эрозионные процессы развиваются довольно интенсивно. На о. Эфате почти все речные долины связаны с тектоникой. Они имеют, прямолинейные радиально-концентрические очертания в плане [Каплин и др., 1976]. Районы интенсивного эрозионного расчленения острова приурочены к наветренным склонам, куда попадает большая часть влаги, приносимой с океана.

Вулканический рельеф о. Раротонга, сложенного базальтами, базальтовой брекчией, нифелинитоидным фонолитом и фонолитовым пеплом, расчленен достаточно сильно. Вулканический конус острова имеет очень крутые склоны, и в условиях влажных субтропиков эрозионные процессы протекают весьма интенсивно. Глубинная эрозия наиболее активна на участках выходов пеплов и брекчии, некоторые долины достигают значительной глубины. В целом эрозионная сеть имеет радиальный рисунок.

Рельеф о. Рауль, несмотря на молодость его поверхности, разнообразен, очень контрастен и сильно расчленен. Он переживает стадию геоморфологической молодости, которая всегда связана с интенсивным развитием процессов денудации, в частности глубинной эрозии. Остров сложен в основном пемзами, вулканическими пеплами, слабо сцементированными вулканическими песками и галькой, т. е. породами, весьма податливыми к размыву. В таких геологических условиях молодой остров был быстро расчленен глубокими крутостенными долинами, и все склоны приобрели большую крутизну.

Молодой вулканический базальтовый о. Ниуафооу, в противоположность о. Рауль, почти не затронут процессами эрозии. Остров имеет классическую форму округлого вулканического конуса с обширной кальдерой в центре. Диаметр кальдеры около 5 км при диаметре всего острова около 8,5 км.

Таким образом, эрозионный рельеф на океанических островах выражен различно. Эти различия зависят от уклонов поверхности островов, стадии их развития и абс. возраста и т. п. Однако наиболее существенна, на мой взгляд, литология пород, слагающих острова.

На океанических островах широко распространены биогенные формы рельефа. К биогенному относится рельеф изученных в рейсе НИС «Каллисто» атоллов Суворова и Пука-Пука, поднятого атолла Ниуэ, а также поднятой рифовой платформы о. Био, которую услов-

но можно рассматривать как небольшой фрагмент поднятого атолла. Большая группа атоллов — Фунафути (острова Тувалу), Маракеи, Бутаритари, Тарава (острова Гилберта), Гарднер (острова Феникс), поднятый атолл Науру — была исследована во время экспедиции на НИС «Дмитрий Менделеев», и биогенный рельеф этих островов был достаточно полно описан [География атоллов..., 1973]. Это обстоятельство позволяет мне не останавливаться на некоторых общих деталях строения атоллов. Кроме того, терминология коралловых рифов подробно освещена Р. Баттистини с коллегами [Battistini et al., 1975], что также облегчает изложение материала.

Развитие биогенных островов обусловлено взаимодействием четырех основных факторов: ростом коралловых колоний, относительными перемещениями уровня океана (эвстатическими и тектоническими), действием волнения океана (разрушение коралловых построек и аккумуляция обломков кораллов) и процессами литификации обломочного материала. При этом формируются такие сложные структуры, как атоллы, для которых характерны определенные элементы рельефа, в целом достаточно стандартные для всех атоллов.

Но естественно каждый из атоллов имеет и свои особенности. Например, некоторые особенности строения атоллов Пука-Пука и Суворова, не описанных в упомянутой монографии, объясняются следующими причинами: а) частое и разрушительное действие тайфунов, б) малая амплитуда приливов (около 1 м), в) тектоническое опускание (или стабильное состояние, что особенно вероятно для атолла Пука-Пука). Обычно атолл Суворова приводится как пример погружающегося атолла [Леонтьев, Медведев, 1972]. Этот вывод основывался на том факте, что моту (аккумулятивные острова) этого атолла занимают очень небольшую часть рима*.

Считалось, что в результате интенсивного погружения аккумулятивные острова постепенно размываются. Однако полученные новые данные свидетельствуют о том, что размыв островов — не результат погружения, а следствие разрушительного воздействия тайфунов. Более того, разрушенные моту постепенно восстанавливаются. Вместе с тем тенденция к выдвиганию в океан края риф-флота и надстройки его поверхности в высоту, возможно, и определяют очень слабым погружением атолла. Вполне вероятно, что это не тектоническое погружение (подводное плато Кука, на котором расположен атолл, — геологическая структура, стабильная в течение всего кайнозоя), а следствие уплотнения осадочной толщи атолла [Бадюкова, 1978]. На атолле Пука-Пука следов погружения не обнаружено, наоборот, значительная высота береговых валов на моту (5,5 м) позволяет высказать предположение, что атолл может испытывать поднятие или, по крайней мере, длительное время стабилен.

* Рим — кольцо атолла, замыкающее внутреннюю лагуну.

Тектоническое поднятие совершенно четко фиксируется на островах Био и Ниуэ. Био — рифовая платформа, поднятая за 50 тыс. лет на высоту 34 м. Этапы этого поднятия запечатлены в трех рифовых террасах. Остров Ниуэ — поднятый атолл. Он очень похож на изученный во время рейса на НИС «Дмитрий Менделеев» поднятый атолл Науру [География атоллов..., 1973; Леонтьев, и др., 1973]. Так же как на о. Науру, на Ниуэ хорошо сохранились признаки строения атолла: центральная прогнутая часть — дно бывшей лагуны, кольцевой древний риф, хорошо выделяющийся в рельефе, поднятые рифовые террасы на побережье острова. Высота о. Науру над ур. океана 67 м, о. Ниуэ — 91 м.

Возраст рельефа островов

Наиболее молодыми участками суши островов являются аккумулятивные образования (моту) рифовых платформ атоллов, хотя сами атоллы как геологические структуры достаточно древние (рис. 1). Толща коралловых известняков на атоллах островов Кука, например, начала накапливаться со среднего миоцена, т. е. 14—22 млн. лет назад (лн) [Wood, Hay, 1970]. Вообще, по имеющимся данным бурения на атоллах, возраст коралловых построек на океанических островах кайнозойский. Ни одна из многих пробуренных скважин не встречала в основании осадочной толщи коралловые известняки старше олигоцена (30—40 млн. лет) или, возможно, эоцена (40—60 млн. лет). Мощность рифовых отложений достигает иногда 1000—1200 м [География атоллов..., 1973].

За кайнозой на вершинах погрузившихся вулканических конусов сформировались кольцевые рифовые структуры (римы). На их поверхности в плейстоцене, очевидно, неоднократно возникали и разрушались аккумулятивные надводные образования. Современные аккумулятивные острова — моту атоллов были созданы в ходе последнего, голоценового поднятия ур. океана. В настоящее время имеется много радиоуглеродных датировок образцов, собранных с атоллов. Аккумулятивный остров — моту Хай-Айленд на атолле Суворова, по данным определения возраста по C^{14} , начал формироваться более тысячи лет назад. Образец, по которому проводилось определение, был взят в центральной части моту из-под верхнего почвенного покрова на высоте 2,5 м над ур. океана (МГУ-626, 1261 $\pm$ 170 лн). В то же время поверхность кольцевого рифа со стороны океана (риф-флет) на атолле Суворова оказалась более древней. Образец, взятый со средней части риф-флета против того же самого моту Хай-Айленд имеет возраст 3137 $\pm$ 116 лн (МГУ-632).

Во время 6-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» были собраны образцы с атолла Фунафути. Образец из аккумулятивного тела острова — моту Аматуку датирован 1780 $\pm$ 120 лн (МГУ-186). Возраст риф-флета атолла Фунафути не превышает 2 тыс. лет, по нему были получены две датировки: 1530 $\pm$ 80 лн (МГУ-185) и 1900 $\pm$ 100 лн

(МГУ-191). Оба образца были собраны с океанской стороны рима. С лагунной стороны рим атолла Фунафути оказался более молодым — 870 ± 50 лн (МГУ-190). Эти различия в возрасте подтверждают предположения о том, что римы атоллов нарастают прежде всего со стороны лагуны.

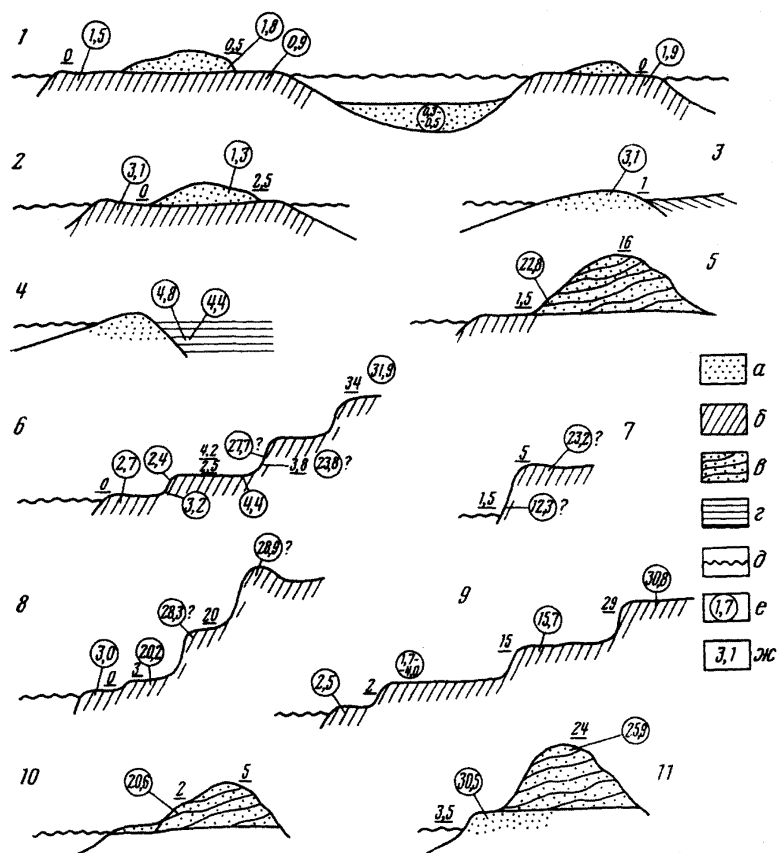


Рис. 1. Возраст отдельных элементов рельефа океанических островов

1 — атолл Фунафути, риф-флет, моту, донные осадки лагуны; 2 — атолл Суворова, риф-флет, моту; 3 — о. Багаман, древний литифицированный пляж; 4 — о. Норфолк, древняя лагуна; 5 — о. Норфолк, древняя дюна; 6 — о. Био, террасы поднятой рифовой платформы; 7 — о. Мисима, поднятый окаймляющий риф; 8 — о. Ниуэ, террасы поднятого атолла; 9 — о. Эфате, рифовые террасы вулканического острова; 10 — о. Лорд Хау, древняя дюна; 11 — о. Лорд Хау, древняя терраса и дюна, а — аккумулятивные тела; б — коралловые известняки; в — эолиниты; г — лагунные илы; д — уровень океана и лагун; е — абс. датировки в тыс. лн («?» означает, что образец был перекристаллизован более чем на 50%); ж — высота над в.о. океана

По многочисленным данным зарубежных исследователей, возраст поверхности многих атоллов укладывается в диапазон 4—2 тыс. лн [Каплин, 1975]. Необходимо заметить, что подобный возраст имеют наиболее древние штормовые валы современных пляжей, аккумулятивные формы и многие рифовые платформы и на островах, не относящихся к типу атоллов. На о. Багаман древний штормовой вал в тыловой части пляжа залива Лалагела имеет изовозраст 3190 ± 170 лн (МГУ-629). Возраст риф-флета на о. Био оказался равным 2725 ± 84 лн (МГУ-627), на о. Ниуэ (поднятый атолл) — 3070 ± 170 (МГУ-589), на о. Эфате (вулкан, окруженный рифовой платформой и поднятыми террасами) — 2540 ± 190 лн (МГУ-177). Аккумулятивная форма типа томболо на о. Норфолк, заключающая внутри себя лагуну, по определению возраста лагунных илов и кусков древесины в этих илах образовалась около 4 тыс. лн (МГУ-594, 4400 ± 90 и МГУ-674, 4872 ± 250 лн).

Голоценовый возраст характерен для самых низких морских террас поднимающихся океанических островов. Например, 1-я терраса о. Био имеет возраст 3 — 4 тыс. лн. Датировка образца, взятого из тыловой части террасы высотой 2,5 м, показала возраст, равный 4439 ± 84 лн (МГУ-618). Материал из уступа этой же террасы имел возраст 3180 ± 170 лн (МГУ-519) и 2446 ± 170 лн (МГУ-624). По 1-й террасе о. Эфате (Новые Гебриды) получены датировки, лежащие в диапазоне 1,7—4 тыс. лн (МГУ-178, 1740 ± 70 ; МГУ-171, 2480 ± 120 ; МГУ-174, 2960 ± 500 ; МГУ-1705, 4030 ± 150 лн). Высота 1-й террасы о. Эфате 1,5 — 2 м. Нужно заметить, что А. Блумом и его коллегами [Bloom et al., 1978] по 2-метровой террасе о. Эфате получены более древние даты (E-2, 2865 ± 110 ; EA1-1, 4600 ± 190 ; EAE-2, 5245 ± 280 лн). Однако расхождения невелики, так же как и для многих других низких террас поднимающихся океанических островов [см. обзор, Каплин, 1975].

В то же время на тектонически стабильных или поднимающихся с небольшой скоростью островах низкие террасы имеют часто более древний, чем голоценовый, возраст. Датировки, полученные У. Вихом [Veeh, 1966] уран-ториевым методом по образцам с 2—4-метровых террас некоторых атоллов и островов Тихого и Индийского океанов, дали неожиданный результат — возраст большинства этих террас оказался сангамонским, т. е. 100—120 тыс. лн. Самая низкая 2-метровая терраса на о. Оаху (Гавайские острова) имеет возраст по C^{14} 24—26 тыс. лн, а 4-метровая — 31—32 тыс. лн [Shepard, 1963].

Во время экспедиции на НИС «Каллисто» кроме описанных

* Здесь и ниже высоты террас над уровнем океана; в необходимых случаях сделаны специальные оговорки

выше островов были посещены поднятый атолл Ниуа и о. Мисима (архипелаг Луизиада), с террас которых собирались образцы кораллового известняка. Определения возраста 3-х метровой террасы о. Ниуа дали результат, равный 20200 ± 460 лн (МГУ-590). На о. Мисима возраст 5-метровой террасы 23200 ± 180 лн (МГУ-593). Правда, оба образца, по данным рентгено-структурного анализа, перекристаллизованы, и поэтому возраст террас следует считать еще более древним.

На тектонически стабильных атоллах в отложениях кольцевого рифа встречаются горизонты, формировавшиеся во время межледниковых трансгрессий океана. Это и понятно, так как уровень этих трансгрессий во все межледниковья был близок современному [Марков, Суетова, 1964], а атоллы оставались неподвижными. В периоды оледенений, когда уровень Мирового океана падал более чем на 100 м, современные «нормальные» атоллы становились «поднятыми», подобно островам Ниуа и Науру в настоящее время.

На атолле Эниветок (Маршаловы острова) было пробурено много скважин глубиной 20—100 м. Датирование кернов показало, что до глубины 8,5 м возраст рифа голоценовый. На глубине около 10 м встречены обломки кораллов, возраст которых 132 тыс. лет. Керна позволили определить стадии роста коралловых построек: 6, 132, 330, 450 и 550 тыс. лн. Эти стадии роста хорошо согласуются с периодами потеплений, определенных по соотношению O^{18}/O^{16} [Szabo, Tracey, 1977]. Примерно такое же строение атолла и примерно такой же возраст имеют отдельные горизонты литифицированных обломков кораллов, вскрытые при бурении на некоторых других островах Тихого океана, например на атолле Муруроа в архипелаге Туамоту [Labegric et al., 1969].

Следы межледниковых трансгрессий встречены и на вулканических островах, окруженных коралловыми рифами. Остров Раротонга, посещенный во время экспедиции на НИС «Каллисто», является вулканом, опоясанным кольцом кораллового рифа, который образует почти плоскую террасу шириной 300—500 м и высотой до 6 м. Большинство датировок, сделанных по образцам с поверхности рифа, оказались голоценовыми: возраст кораллового песка с береговых валов на высоте 8 м над уровнем отлива оказался 1235 ± 57 ; 6 м — 2470 ± 63 ; 4,5 м — 3510 ± 50 лн; обломки кораллов в «позиции роста» на высоте 1 м — 2030 ± 60 лн. В то же время такие же обломки кораллов на высоте 3 м имели возраст 28200 ± 850 , а на высоте 2 м — более 48900 лн (не конечная дата). Видимо, дата в 28 тыс. лн соответствует повышению ур. океана во время интергляциала пайдорф (брянское потепление), а не конечная дата в 48 тыс. лн может быть сопоставлена с сангамонским межледниковьем [Schofield, 1970; Wood, Hay, 1970].

Во время посещения в 1971 г. о. Лорд Хау мы отобрали об-

разцы из отложений морской террасы и дюнных массивов. Остров Лорд Хау, расположенный в 400 милях к востоку от побережья Австралии, — один из самых южных островов, на которых еще встречаются коралловые рифы. Он состоит из нескольких вулканических массивов, частью плиоценовых, частью плиоцен-плейстоценовых, спаянных аккумулятивными перемычками. К ним примыкают древние дюны, образующие в северо-восточной части острова широкий вал с неровной холмистой поверхностью высотой 20—50 м.

Дюны сложены литифицированными тонкослоистыми коралловыми песками — золинитами. Дюны перекрывают террасу высотой 3,5 м над ур. моря, сложенную обломками кораллов, коралловым песком с примесью детрита ракуши. Датирование материала из этой террасы дало возраст 27100 ± 450 (МГУ-184₁) и 30500 ± 600 лн (МГУ-184₂). Дюны, перекрывающие морскую террасу, имеют возраст 20600 ± 220 лн (МГУ-179). Из приведенных выше датировок можно сделать вывод, что терраса высотой 3 м могла образоваться во время средневюрмской трансгрессии океана, а дюны формировались в холодное поздневюрмское время, когда уровень океана был значительно ниже и когда происходило массовое отмирание коралловых колоний вокруг острова.

Интересно заметить, что дюнные массивы, сложенные золинитами на о. Норфолк имеют тот же возраст, что и дюны на о. Лорд Хау. Образцы, взятые из дюн на южном берегу о. Норфолк, показали, что золиниты начали формироваться 22897 ± 352 лн (МГУ-628).

На побережье тектонически поднимающихся океанических островов по мере их поднятия на разных гипсометрических уровнях образуются коралловые постройки, превращающиеся в комплексы поднятых рифовых террас разного возраста. Хорошо известны ставшие классическими работы по датированию таких комплексов на о. Новая Гвинея, о. Барбадос, островах Рюкю [Bloom et al., 1974; Mesolella et al., 1970; Konishi et al., 1970]. Во время экспедиций в экваториально-тропическую зону Тихого океана было изучено несколько таких комплексов. На о. Био кроме голоценовой террасы имеются террасы высотой 6—13 и 134 м. По образцам, отобранным из уступа 2-й террасы, получены датировки МГУ-631, 23894 ± 430 и МГУ-592, 27700 ± 350 лн. По поверхности высокой террасы датировка следующая: МГУ-634, 31930 ± 1300 лн. К сожалению, образцы оказались на 80—90% перекристаллизованными, и поэтому возраст террас следует считать более древним. На острове (поднятом атолле) Ниуэ хорошо прослеживается несколько поднятых террас, для одной из них высотой 20 м был определен возраст 28333 ± 330 лн (МГУ-622).

Интересный комплекс террас был изучен на о. Эфате. Этот остров возник в плиоцене при поднятии группы небольших вулканов. Вокруг вулканических конусов о. Эфате возникали окаймляю-

щие рифы, но они не успевали преобразовываться в барьерные, так как выводились из зоны волнового воздействия. У подножия отмерших рифов формировались новые колонии кораллов, но и они поднимались над ур. океана. Так вокруг вулканического ядра по периметру образовалась серия поднятых окаймляющих рифов, выраженная в рельефе лестницей террас на высотах 1,5—8; 12—20; 30—40; 80—90; 120—140; 180—200; 225—0; 400 м (Каплин и др., 1976). В Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ был определен возраст трех низких террас: 1,5—4,2; 15,7 и 30,8 тыс. лн. Датировки по трем террасам дают возможность вычислить среднюю скорость тектонического поднятия острова, равную 1 мм/год. Если предположить, что остров поднимался с такой скоростью в течение всего плейстоцена, то возраст остальных террас будет: 85; 130; 190; 240 и 400 тыс. лет.

Исследования комплекса террас о. Эфате проводились совсем недавно А. Блумом с коллегами [Bloom et al., 1978]. Террасы высотой 2—10; 55—65; 85—95; 110—130; 180 м были датированы по отношению $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$. Возраст террас получился соответственно 2,8—6,8; 76—92; 114—130; 131—141 и 174—192 тыс. лет. Если сравнить данные Блума и его коллег с моими расчетами, то можно констатировать, что расхождения невелики.

В целом анализ многочисленных датировок, характеризующих возраст поверхности террас, сложенных коралловым известняком, показывает, что образование этих поверхностей происходило в периоды эвстатических трансгрессий во время межледниковых и межстадиальных потеплений [Каплин, 1976, 1977].

Значительные трудности представляет установление возраста вулканического рельефа островов. Вулканизм на дне Тихого океана развит по крайней мере с мезозойского времени. Г. Менард [1966] считает, что кульминация вулканизма Тихоокеанской впадины приходится на позднемезозойское — раннекайнозойское время. В эоцене, видимо, возникли некоторые острова из Маршаловых, Каролинских, Гилберта, архипелага Туамоту.

Начало второго периода вулканизма, по Г. Менарду, падает на конец неогена. Вулканизм этого периода продолжается до наших дней. Все посещенные во время экспедиций на НИС «Дмитрий Менделеев» и «Каллисто» вулканические острова образовались во второй период вулканизма. Остров Норфолк, по данным определения возраста лав калий-аргоновым методом, формировался в период от 3,1 до 2,3 млн. лет [Jones, McDongall, 1973]. С тех пор происходит субэкральное развитие его рельефа. Вулканическое ядро о. Раротонга сформировалось, судя по датировкам, почти в тот же период—2,8—2,3 млн. лн. [Wood, Hay 1970]. По-видимому, время образования вулканического рельефа о. Эфате аналогично, хотя точные датировки по вулканическим породам этого острова мне не известны.

Вулканические острова Ниуафооу и Рауль в основном формировались в течение плейстоцена, последние извержения их вулканических аппаратов происходили в 40—60-е годы нашего столетия. Основная часть поверхности о. Рауль образовалась, по данным Р. Бразера Е. Сирле [Brothers, Searle, 1970], 2000 лн, когда при извержении произошли мощный выброс пемзового материала, покрывшего толстым слоем весь остров, и разрушение вулканического конуса, на месте которого образовалась кальдера. На о. Ниуафооу кальдера оседания, видимо образовалась также в историческое время. Нижняя часть склонов этого вулкана перекрыта лавовым плато благодаря излияниям лавы из боковых кратеров в 1885 г., в 30-х годах нашего столетия и в 1946 г. Верхние части склонов о. Ниуафооу, формировавшиеся во время излияний из центрального очага, имеют, видимо, плейстоценовый возраст.

Таким образом, геоморфологические поверхности на островах Норфолк, Раротонга и Эфате образовались около 2 млн. лн. На островах Рауль и Ниуафооу их возраст — несколько сотен, а на некоторых участках — тысяч лет.

Генетические типы островов и их классификация

Вулканические и биогенные океанические острова, казалось бы, такие различные по своей природе, между тем генетически тесно связаны между собой и образуют единый морфогенетический ряд, отражающий стадии геоморфологического развития каждого острова, определяемый следующими факторами: а) характером вулканической деятельности б) темпом роста и разрушения коралловых построек, г) скоростью и направлением тектонических движений, д) эвстатическими колебаниями уровня океана и е) количеством циклов развития, пережитых каждым островом в отдельности. Генетическая связь между биогенными вулканическими островами позволяет создать единую классификацию океанических островов как одноцикличный морфогенетический ряд развития от юных вулканических островов к атоллам. Такая классификация, построенная на основе теории Ч. Дарвина о происхождении атоллов, была предложена участниками рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1971 г. [География атоллов..., 1973].

Показанные на рис. 2 стадии развития океанических островов полностью соответствуют эволюции атоллов по теории погружения Ч. Дарвина. Однако в океане известны области тектонических поднятий, в которых располагаются атоллы различных типов. Авторы «Географии атоллов...» считают, что при поднятиях нормальный атолл, пройдя через несколько стадий, превращается в поднятый атолл (6а, 7а, 8а). При этом признается, что в ходе развития острова происходит смена знака тектонических движений, так как нормальный атолл формируется при погружении, и чтобы стать поднятым, он должен изменить направление движения.

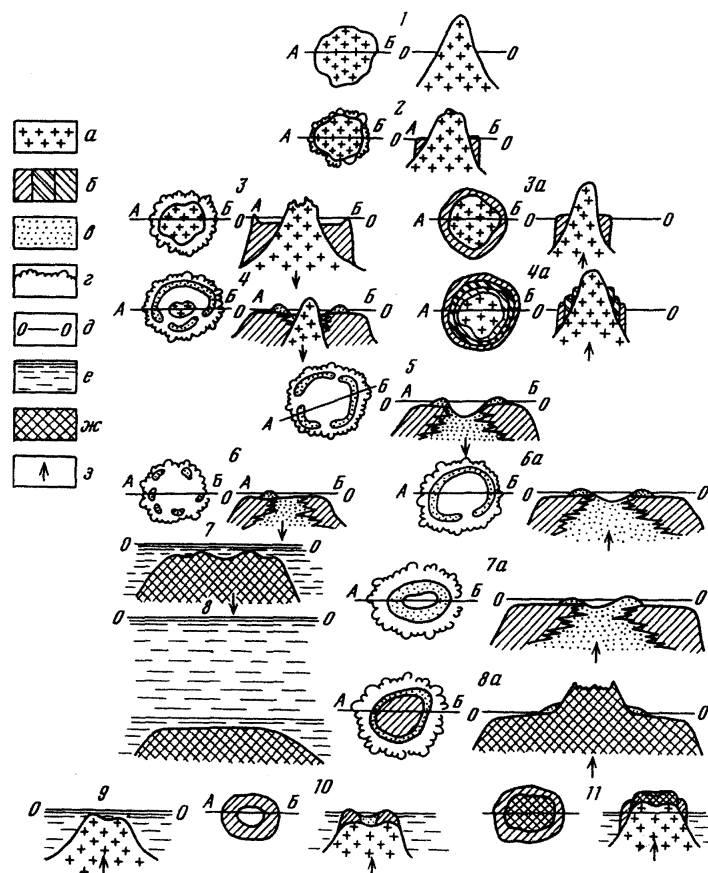


Рис. 2. Схема развития океанических островов (по «География атоллов...», 1973, с дополнениями автора)

1 — молодой вулканический остров (о. Ниуафоу); 2 — вулканический остров с окаймляющим рифом (о. Паротонга); 3 — вулканический остров с барьерным рифом (о. Бора-Бора в островах Общества); 4 — атолл с вулканическим ядром (о. Онеата в архипелаге Фиджи); 5 — нормальный атолл (атолл Фунафути); 6 — погружающийся атолл (атолл Суворова?); 7 — погруженный атолл (банка Робби в архипелаге Эллис); 8 — гайот кораллового происхождения; 8а — поднимающийся атолл с островным кольцевым барьером (о. Гарднер); 7а — поднимающийся атолл с реликтовой лагуной в центре (о. Ваитупу в архипелаге Эллис); 8а — поднятый атолл (о. Науру); 9 — подводный вулкан; 10 — кольцевая рифовая структура на поднимающемся вулканическом основании (нормальный атолл); 11 — поднятый атолл (о. Ниуэ); 3а — вулканический остров с поднятым окаймляющим рифом; 4а — вулканический остров с «лестницей» рифовых террас (о. Эфате).

а — вулканические породы; б — коралловые известняки; в — рыхлые осадки, слагающие острова и днища лагун атоллов; г — коралловые рифы; д — уровень океана; е — толщина воды; ж — древние известняки; з — направление тектонических движений. А — Б — линии профилей

Мне представляется, что поднятые и нормальные атоллы могут формироваться в условиях постоянного или прерывистого поднятия вулканических структур.

Совершенно не обязательно, чтобы нормальный атолл проходил через начальные стадии вулканического острова с окаймляющим рифом и вулканического острова с барьерным рифом. Он видимо, может образоваться на вершине вулкана, которая располагается близко от поверхности океана. Представим себе, что в результате извержений или тектонических поднятий дна океана вершина подводной вулканической горы окажется близко от поверхности океана или даже несколько выше ее (рис. 2, 9). В результате волнового размыва на вершине должна сформироваться абразионная платформа (это произойдет особенно быстро, если вершина сложена пирокластическим материалом), на которой станут селиться колонии кораллов.

По мере разрастания коралловые постройки неизбежно должны образовать кольцевую структуру (10). Она может быть обусловлена тем, что по краям абразионной платформы существуют наиболее благоприятные условия для роста кораллов. Кроме того, в центральных частях структуры чаще всего находится кратерное понижение бывшего вулкана. На о. Ниуэ такое понижение поверхности вулканического ядра атолла хорошо оконтуривается по изолиниям магнитных аномалий [Schofield, 1959]. На этом острове, видимо, именно на вершине поднимающегося вулкана сформировался вначале нормальный атолл, постепенно превратившийся в современный поднятый атолл (11).

При поднятии дна океана острова могут развиваться, минуя стадию нормального атолла. Молодой вулканический остров типа Ниуафоуу при тектоническом поднятии, так же как и при погружении, проходил стадию вулканического острова с окаймляющим рифом; в подобной стадии находится о. Раротонга (3). Однако в дальнейшем вулканический остров с барьерным рифом не образуется. Поднятие приводит к тому, что окаймляющий риф выходит из зоны волнового воздействия и превращается в поднятую рифовую террасу (3а). На более низком гипсометрическом уровне у подножия острова возникает новый окаймляющий риф, который со временем при тектоническом поднятии также вращается в поднятую террасу.

Таким образом, по периметру вулканического ядра образуются «лестница» рифовых террас, каждая из которых знаменует определенную стадию развития поднимающегося океанического острова (4а). К таким островам относится охарактеризованный выше о. Эфате. Видимо, по описанной схеме развивались многие острова архипелага Рюкю и многие другие вулканы переходной зоны, где господствуют тектонические поднятия.

Что можно сказать об океанических островах, расположенных за пределами пояса развития коралловых рифов? Их цикл раз-

вития несколько упрощен по сравнению с островами, у которых образуются коралловые рифы. Острова этой зоны являются вулканами. В том случае, если они тектонически стабильны, на их берегах вырабатываются клифы и подводные абразионные террасы. По мере расширения последних клифы отмирают, у их подножия, особенно на мысах, образуются различные типы аккумулятивных форм из обломочного материала, который поступал при размыве клифов и подводного берегового склона. Примером могут быть некоторые из Курильских островов, описанные мной ранее [Каплин, 1973]. При поднятии вулканического острова на его склонах образуются серии поднятых абразионных террас. Подобных островов много в пределах островных дуг.

Перечисленные типы островов характерны прежде всего для центральных частей океана. Острова переходной зоны и материковые острова более сложны по своему строению и стадиям развития. Их многообразие, конечно, не укладывается в рамки предложенной классификации. Создание более полной классификации, включающей в себя все типы островов от океанических до материковых, — дело будущего.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадюкова Е.Н.* Возможные нетектонические причины опускания атоллов. «Вестн. МГУ», № 1, 1978.
- Воронов А.Г., Игнатьев Г.М., Каплин П.А.* Рейс «Каллисто» на острова Тихого океана. «Вестн. МГУ», № 5, 1977.
- География атоллов юго-западной части Тихого океана.* Под ред. Каплина П.А. и Медведева В.С. М., «Наука», 1973.
- Зенкович В.П., Каплин П.А., Медведев В.С.* Особенности развития прибрежной зоны островов и архипелагов. В сб. «Теоретические вопросы динамики морских берегов». М., «Наука», 1964.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Каплин П.А.* Террасы океанических островов тропической зоны. В сб. «Островные шельфы тропической зоны океана». Ин-т океанологии АН СССР, М., 1975.
- Каплин П.А.* Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определений абсолютного возраста древних береговых линий. В кн. «Проблемы палеогеографии». М., «Наука», 1976.
- Каплин П.А.* Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана. В кн. «Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР». М., «Наука», 1977.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г.* Некоторые геоморфологические особенности атоллов архипелагов Эллис, Феникс и Гилберта. «Вестн. МГУ», № 6, 1972.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Орлов А.И.* Береговые формы острова Эфате. В сб. «Островные шельфы тропической зоны океана». Ин-т океанологии АН СССР, М., 1975.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Орлов А.И.* Геоморфология острова Эфате (Новогибридские острова). «Геоморфология», № 2, 1976.
- Леонтьев О.К., Медведев В.С.* Эволюция атоллов Тихого океана. «При-

рода», № 9, 1972.

Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г. Геоморфология острова Науру. «Жизнь Земли», вып. 9. Изд-во МГУ, 1973.

Марков К.К., Сутова И.А. Эвстатические колебания уровня океана. В сб. «Современные проблемы географии». М., «Наука», 1964.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Пейн К., Баденков Ю.П., Каплин П.А. Геоморфология острова Багаман. «Вестн. МГУ», № 3, 1979.

Хокинс Дж., мл. Геология котловины Лау — окраинного моря позади дуги Тонга. В сб. «Геология континентальных окраин», под ред. К. Берка Ч. Дрейка, т. 2. М., «Мир», 1978.

Battistini R. et al. Elements de terminologie recifale indopacifique. «Tethys». Marseille, 1975.

Bloom A.L., Broecker W.S., Chapell J.M.A., Matthews R.K., Mesolella K.I. Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: New Th²³⁰/U²³⁴ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. «Quaternary Res.», No. 4, 1974.

Bloom A.L., Jouannic Ch., Taylor F.W. Preliminary radiometric ages from the uplifted Quaternary coral reefs of Efate. «Geology of Efate and offshore islands», New Hebrides condominium Geological Surv., 1978.

Brothers R.N., Searle E.I. The Geology of Raoul Island, Kermadec Group. «Bull. Volcanologique», No. 34, 1970.

Guilcher A., Berthois L., Doumente F., Michel A., Saint-Requir A., Arnold R. Les Recifs et lagons coralliens de Mopelia et de Bora-Bora (iles de la Societe). Paris, «Orstom», 1969.

Jones J.G., McDongall I. Geological History of Norfolk and Philip Islands. «Southwest Pacific ocean journal of the Geological of Australia», v. 20, Pt. 3, 1973.

Konishi K., Schlanger S.O., Omura A. Neotectonic Rates in the Central Ryukyu Islands Derived from Th²³⁰ Coral Ages. «Marine Geology», v. 9, No. 4, 1970.

Labegrie J., Lalou C., Delibrias G. Etude des transgressions marines sur l'Atoll de Mururoa par la datation des differents niveaux de corail. «Cahiers du Pacifique», No. 13, 1969.

Mesolella K.I., Sealy H.A., Matthews R.K. Facies geometries within Pleistocene reefs of Barbados, West Indies. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», No. 54, 1970.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АТОЛЛОВ

В работе [География атоллов..., 1973, глава II] показано, что по направленности развития атоллы могут быть сгруппированы в два генетических ряда: первый включает в себя океанические острова, формирующиеся в условиях длительного погружения фундамента, второй — в условиях поднятия фундамента, сменившего прежние отрицательные движения.

Первый ряд в условиях нормального развития завершается образованием типичного атолла. В случае если дальнейшее погружение оказывается слишком быстрым по сравнению со способностью коралловых полипов надстраивать поверхность рифового

кольца, атолл будет деградировать, что должно привести к образованию погруженных атоллов типа банок Робби или Тускарора, расположенных к югу от о-вов Эллис. Дальнейшее погружение может привести к образованию на месте прежнего атолла плосковершинной подводной горы – гайота (хотя возможен и другой путь образования гайотов, который мы здесь рассматривать не будем).

Второй генетический ряд начинается с нормального атолла и заканчивается поднятым атоллом. Обследованные нами коралловые океанические постройки относятся именно к этому генетическому ряду. Характеристика форм и элементов рельефа атоллов, которая приводится ниже, относится, таким образом, только к определенной группе океанических образований и не охватывает всего комплекса форм рельефа, свойственных атоллам на иных стадиях своего развития. Описание форм и элементов рельефа, по-видимому, целесообразно проводить в соответствии с уже выделенными нами зонами побережья атоллов, которые сведены в таблице и показаны на рис. 1.

Таблица

Сопоставление русских, английских и французских терминов для основных элементов рельефа коралловых рифов

<i>Термины</i>		
<i>русские</i>	<i>английские</i>	<i>французские</i>
I. Внешний склон рифа	outer slope	pente externe
1) зона подножия	coral flagstone	dalle coralline
2) зона прибойных желобов и гребней	spurs and grooves zone	zone eperone – sillons
II. Рифовая платформа (риф-флет)	reef flat	platier recifal
1) внешняя зона рифовой платформы	outer reef flat	platier externe
а) рампарт	boulder tract, rampart	levee detritique
б) продольные ложбины	m oats	enscllementij depression medianes
в) останцовые формы	coral heads, crags	—
2) срединная зона рифовой платформы	—	—
а) острова	islands	ills
б) стоковые ложбины	furrow channels	rainure, chenals
3) лагунная внутренняя зона рифовой платформы*	part inner reef flat	platies in terne
а) лагунный склон рифовой платформы	inner slope	pente interne
III. Лагуна	lagoon	agon
1) внутрилагунные рифы	coral patchs, knolls, pinnacles	pates corallien, pinacIs

* Авторы работы [География атоллов..., 1973] считают целесообразным внутреннюю зону рифовой платформы подразделить на две — срединную и лагунную зоны.

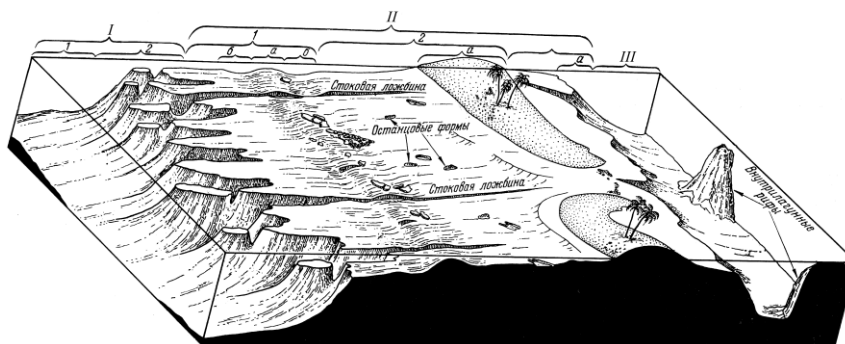


Рис. 1. Морфологические элементы атолла. Условные обозначения см. в таблице

Морфология внешнего склона рифа

Внешний склон кораллового рифа представляет собой одну из важнейших зон рифовой постройки. Это зона постоянного воспроизводства кораллового материала и одновременно постоянной его деструкции под мощным воздействием разрушающихся здесь волн открытого океана.

Наиболее полные наблюдения на внешнем краю рифа были произведены нами с юго-западной стороны о. Фуафату в западной части атолла Фунафути. Подводные наблюдения показали, что к внешней границе риф-флета здесь примыкает крутой ($15 - 20^\circ$) склон, сложенный массивными коралловыми известняками, густо прорезанный глубокими и узкими промоинами-каньонами (grooves). Глубина этих промоин у края риф-флета около 0,5 м, но уже на глубине 2 м они врезаются на 5 м при ширине промоин 1 – 1,5 м. Склоны неровные, большей частью отвесные, нередко нависающие; дно плоское, почти без наносов, встречаются только крупные гальки и валуны, обычно лежащие в неровностях дна.

Плановые очертания промоин довольно извилисты, но в целом они ориентированы по нормали к фронту рифа. Местами стенки промоины срastaются, и она превращается в туннель. Гребни между промоинами и стенки промоин, особенно в верхних их частях, покрыты колониями живых кораллов; средняя величина покрытия – около 30%. На глубине 6 – 7 м промоины утрачивают свой каньонообразный облик и сменяются ложбинами, разделенными грядами известняка.

Гряды покрыты грибовидными коралловыми колониями *Acropora prostrata*, располагающимися ступенями. С глубины от 7 до 15 м склон выполаживается и на 30 – 40% покрыт колониями *Acropora*, а далее отвесно уходит в глубину. Местами выполо-

женный участок склона покрыт обломочным материалом. В целом участок склона с промоинами и гребнями соответствует зоне *spurs and grooves*, а выположенный участок – подножию или предмостью *coral flagstone* (см. табл.).

Мы осмотрели также внешний склон атолла Маракеи с западной стороны атолла. В отличие от Фунафути внешний край риф-флета здесь разрушен до такой степени, что бывшие промоины слились друг с другом, а разделявшие их гребни превратились в выступы-останцы с плоскими вершинами и отвесными, местами нависающими и осложненными нишами склонами. На глубине 7 – 8 м, примерно в 1 км от берега, выступы-останцы исчезают, на дне появляются ложбины и разделяющие их известняковые гребни. Живые коралловые колонии покрывают вершины и склоны останцов и гребней, значительно реже – днища промоин. Выположенное «предмостье» прослеживается до глубины 12 м, затем склон круто, почти отвесно, уходит вниз.

В обоих случаях внешний склон наблюдался с подветренной стороны, так как на противоположной стороне из-за мощного прибоя даже приблизиться к нему не было никакой возможности. Надо отметить, что во время экспедиции внешний склон рифа удалось осмотреть еще в двух районах – у о. Науру и на Барьерном рифе Новой Каледонии. Сходство морфологии внешнего склона рифа во всех районах поразительное. Если к этому добавить, что в работе французских исследователей, на которую мы неоднократно ссылались, дается также почти идентичное описание внешнего склона, то очевидно, что сходную картину строения рельефа внешнего склона мы наблюдали бы и на наветренной стороне атолла: отличия можно скорее ожидать количественные, но не качественные.

Наиболее общими чертами, как видно из приведенных выше описаний, являются закономерная расчлененность внешнего края промоинами, почти полное отсутствие наносов на их дне, далеко не полная степень покрытия поверхности живыми кораллами (30 – 52%), наличие выположенного участка склона – предмостья (*flagstone*). Существенной общей чертой является также то, что вершины промоин заходят далеко в пределы внешней части риф-флета.

Фестончатое расчленение верхней части внешнего склона связано, очевидно, с деятельностью мощных потоков, порождаемых прибоем, образующимся при разбивании волн над внешним краем рифа. Совершенно ясно, что каньоны-промоины являются естественными путями оттока придонных компенсационных вод от зоны прибоя, т. е. от края платформы. Предмостье – выположенный участок внешнего склона ниже зоны гребней и промоин – выработано деформирующимися перед разбиванием волнами и может рассматриваться как абразионная ступень, создаваемая в пределах зоны наиболее активного воздействия волнения на внешний склон рифа.

Внешняя зона рифовой платформы

Внешняя зона риф-флета была обследована на всех посещенных атоллах. В отличие от внешнего склона строение ее поверхности характеризуется заметным разнообразием.

На наветренной стороне атолла Фунафути внешняя зона имеет небольшую ширину — не более 50 – 80 м. Рифовая платформа сложена здесь с поверхности коралловыми известняками — риф-рок, но вблизи бровки четко выражен рампарт. Последний представляет собой разделенный на отдельные выступы вал из глыб известняка, сцементированного красными литотамниевыми водорослями. Ширина рампарта — около 25 м, он возвышается над прилегающей поверхностью риф-флета на 0,5 – 0,75 м. Контуры рампарта имеют фестончатое расчленение благодаря многочисленным промоинам, врезающимся со стороны океана, причем некоторые из этих промоин прорезают его насквозь. Кроме поперечных понижений, на поверхности рампарта наблюдается несколько продольных ложбин (moats), разделяющих его как бы на несколько валов. Внутренний край рампарта обрывистый; ему сопутствует продольное углубление, видимо, аналогичное тому, которое выделяют Клосад и его соавторы под названием inner moat.

Следует отметить, что рампарт иногда отстоит от бровки рифа на некотором расстоянии. Этот участок между фестончатой бровкой и рампартом часто бывает выровнен, и поверхность его имеет слабый подъем к подножию рампарта. Французскими исследователями рифа Тулеар на о. Мадагаскар эта часть внешней зоны рифа названа «гласисом» рифа (reef glaxis). Выровненность этой поверхности, видимо, связана с абразивным действием массы обломков, перемещаемых по ней прибойными заплесками к рампарту.

На наветренной стороне о. Фунафути гласис очень узкий, за ним поднимается двойной рампарт, состоящий из двух валов, образованных глыбами кораллового известняка и литотамниевыми водорослями (рис. 2, в). Ю. Клосад с соавторами отмечает также двойное строение рампарта, причем передний вал обычно бывает сложен крупными обломками, а задний — более мелкими. При исследованиях, проведенных на окаймляющем рифе у о. Маэ в Индийском океане было обнаружено [Леонтьев, 1970], что с тыльной стороны рампарта имеется характерный микрорельеф из «косичек», сложенных щебнем и ориентированных по нормали к простиранию рампарта. Такие микроформы, образуемые, по-видимому, при растекании потоков заплеска за валом, были названы К. Льюисом [Lewis, 1963] рифовыми гребнями, а Ю. Клосадом — гравийными «охвостьями» (gravel tail). Вероятно, при обильном поступлении щебня эти «охвостья» сливаются и в конечном счете образуют второй вал рампарта, сложенный более мелким материалом по сравнению с первым, основным.

Существенно отличается по своему строению внешняя зона

риф-флета на атолле Гарднер (рис. 2, *a*). Ширина ее с западной стороны достигает 200 м. Поверхность платформы в малую воду приподнята приподнята над уровнем моря на 0,5 – 0,8 м и имеет полого-выпуклый поперечный профиль. Рампарт отсутствует, вся поверхность риф-флета представляет собой гладкую отшлифованную плиту из кораллового известняка. В средней части платформы появляются углубления и выступы, встречаются отдельные огромные (до нескольких метров в поперечнике) глыбы риф-рок, вблизи берега известняк прикрыт несплошным слоем песка, кораллового детрита и щебня.

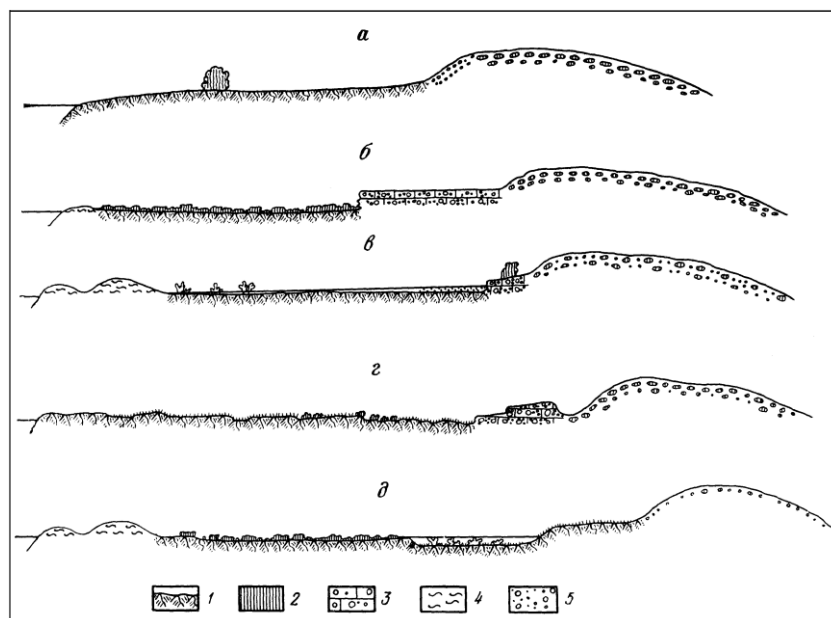


Рис. 2. Типы риф-флета

Атоллы: *a* — Гарднер; *б* — Тарава; *в* — Фунафути; *г* — Бутаритари; *д* — Маракеи. 1 — породы риф-флета; 2 — обломки риф-рок; 3 — рифовые конгломераты; 4 — литифицированные породы рампарта; 5 — аккумулятивное тело острова

С юго-восточной части атолла Бутаритари внешняя зона риф-флета покрыта «ковром» мелких водорослей и коралловым детритом (рис. 2, *г*). Вблизи бровки имеются довольно обильные поселения кораллов типа *Acropora gracila*. Микрорельеф поверхности осложнен небольшими выступами и углублениями.

Ближе к берегу встречается все больше обломочного материала, появляются крупные эвормионные котловины. Рампарт, как и на Гарднере, отсутствует.

Рассмотрим общее строение риф-флета с восточной, наветренной стороны атолла Маракеи (рис. 2, д). Общая ширина внешней зоны здесь достигает 350 м. Близ края риф-флета хорошо выражен рампарт, возвышающийся на 0,5 м над общей поверхностью риф-флета. В строении рампарта главная роль принадлежит литотамниевым водорослям. Ширина его — около 40 м. Рампарт расчленен поперечными промоинами, которые лежат на непосредственном продолжении промоин, расчленяющих на ряд фестонов внешний склон рифа. С внутренней, береговой стороны рампарт окаймлен понижением, аналогичным выделяемому Клосадом «внутреннему рву» (inner moath). Дно этого «рва» выстлано ковром водорослей; кроме того, отмечаются отдельные фиолетовые пятна известковых водорослей.

Далее в сторону берега простирается зона шириной до 150 м, состоящая из скоплений обломков риф-рок. Преобладают уплощенные обломки, причем ближе к морю это преимущественно крупные плитообразные глыбы, в промежутках между которыми откладываются песок и гравий. В средней части зоны сравнительно мелкие обломки покрывают платформу сплошным слоем. Ближе к берегу острова среди плитообразных обломков появляются выступы, сложенные конгломератами, состоящими также из обломков кораллового известняка.

Следующая зона занимает несколько пониженное положение по отношению к предыдущей, и здесь вода сохраняется даже при отливе. Поверхность риф-флета на этом участке покрыта слоем песка и гравия, на котором располагаются в виде многочисленных крупных пятен колонии живых голубых кораллов *Heliopora*. Эти колонии имеют форму блюдца диаметром до 2 м. и высотой 20 – 30 см при расстоянии между ними от 1 – 2 до 10 – 15 м. Ширина зоны голубых кораллов — около 50 м. Далее она сменяется идеально выглаженной поверхностью риф-флета, постепенно повышающейся в сторону берега острова. Ближе к берегу все больше появляется форм разъедания этой поверхности в виде неправильных каверн; на гребешках, разделяющих их, нередко обнаруживаются красные литотамниевые водоросли.

В западинах все больше накапливается гальки, гравия, песка, поселяются зеленые водоросли. Количество песка увеличивается к берегу, и вблизи его в полосе шириной до 50 – 70 м поверхность риф-флета полностью покрыта коралловым песком. На северо-восточной стороне острова среди этого поля песка были отмечены гряды высотой до 1 м, сложенные сцементированными галечниками. По-видимому, по своему происхождению эти породы представляют собой бич-рок, т. е. сцементированные пляжевые наносы. Благодаря цементации они в меньшей степени подвержены размыву, и их местоположение маркирует бывшее положение береговой линии острова на этом участке. Аналогичные образования мы наблюдали на

островке Мэтр, представляющем собой внутрिलाгунный риф у южного берега Новой Каледонии, в окрестностях г. Нумеа. Этот песчаный островок подвержен размыву, но вблизи уреза видна гряда из бич-рока, как бы отмечающая прежнее положение береговой линии этого островка.

С подветренной стороны Маракеи, как уже упоминалось, внешняя зона риф-флета не имеет сплошной монолитной поверхности, а в пределах довольно широкой полосы состоит из крупных (до 2 – 3 м относительной высоты) останцовых образований, разделенных слившимися промоинами, образующими настоящие лабиринты между этими останцами. Ближе к берегу появляется скалистая платформа, заваленная обломками коралловых известняков, затем следует песчаная осушка, сменяющаяся также песчаным пляжем.

Своеобразно построена внешняя зона риф-флета между рампартом и берегом на атолле Тарава (рис. 2, б). Поверхность платформы здесь покрыта разбросанными обломками сцементированных коралловых известняков и изобилует понижениями, в которых вода остается и во время отлива. Дно этих понижений обычно выстлано коралловым средне- и тонкозернистым песком, на стенках иногда наблюдаются угнетенные формы живых кораллов. Интересной особенностью строения внешней зоны риф-флета является наличие ступени, отделяющей прибрежную часть платформы от собственно внешней ее части. Высота ступени — около 1 м. В уступе видно, что верхняя ступень сложена несколькими слоями конгломератов, состоящих из сцементированных коралловых известняков, окатанных обломков кораллов и крупных раковин *Tridacna* и др. Складывается впечатление, что эта верхняя ступень является наложенной формой. Она, по-видимому, образовалась из материала, набросанного на прибрежную часть риф-флета, затем сцементированного и уже после этого подвергшегося размыву.

Из рассмотренных атоллов лишь на атолле Маракеи прослеживаются почти все формы рельефа рифовых платформ. На других атоллах такого полного набора форм мы не встречали. У некоторых атоллов (Гарднер, Бутаритари) отсутствует выраженный в рельефе рампарт. Так как рампарт сложен литотамниевыми водорослями, то его отсутствие можно связывать лишь с неблагоприятными условиями их роста, либо с деструкцией при интенсивном разрушении края платформы, как это, видимо, происходит на атолле Гарднер. Рампарт, как мы видели, обычно расчленен параллельными и поперечными по отношению к краю платформы ложбинами. Поперечные ложбины являются вершинами каньонов внешнего края рифа, образование продольных ложбин, по-видимому, связано с разрушением рампарта в период сильных штормов на разной стадии прилива.

В большинстве случаев рифовая платформа представляет собой гладкую плиту, иногда прикрытую «ковром» водорослей и детрита, на которой выходят коралловые известняки. Обычна порода

сильно перекристаллизована, и ее структуру бывает очень трудно определить. Однако в некоторых случаях можно выявить, что порода состоит не из остатков кораллов в «позиции роста», а из сцементированных обломков кораллов и раковин.

На некоторых атоллах (Тарава и Маракеи) поверхность платформы прикрыта плоскими обломками кораллового известняка. Совершенно ясно, что эти обломки выбрасываются волнами на платформу. Можно предположить, что в дальнейшем они цементируются и образуют плиту обычного риф-флета.

Несколько иной состав имеют береговые конгломераты (бич-конгломерат), которые мы встретили на атолле Тарава, на платформах о. Амбуку и атолла Маракеи. В отличие от риф-рок бич-конгломераты состоят из окатанных обломков кораллов; они очень часто встречаются на пляже. На рифовых платформах они образуют невысокие террасы в тыловых зонах. Очевидно, образование их связано со штормовыми выбросами материала, окатанного на поверхности платформы.

Наконец, хотелось бы обратить внимание еще на одну особенность, отмеченную в пределах риф-флета, а именно на существование, живых колоний кораллов практически выше уровня малой воды (колонии голубых кораллов на платформе атолла Маракеи). При наличии широкой зоны рампарта тыловая, пониженная часть риф-флета по существу никогда не сохнет, превращаясь в лагуну во время отлива. Кораллы, таким образом, могут существовать в этой лагуне даже в том случае, если уровень океана при малой воде будет несколько ниже уровня лагуны. Видимо, это обстоятельство следует учитывать при палеогеографических исследованиях. В самом деле, предположим, что колонии голубых кораллов атолла Маракеи будут засыпаны обломками кораллового известняка. В этом случае кораллы отомрут, и фрагменты их останутся среди обломочного материала. Исследователь, обнаружив эти фрагменты в характерной «позиции роста», несомненно сочтет, что уровень океана несколько опустился с того времени, когда живые кораллы были захоронены под обломками. На самом же деле произойдет лишь расширение зоны платформы, сложенной обломками, в результате усиления штормовой деятельности, а уровень останется на прежних отметках.

Срединная зона риф-флета и морфология островов

В рассмотренной выше работе Ю. Клоаса с соавторами срединная зона риф-флета не выделяется. Нам кажется, однако, целесообразным выделить срединную зону, потому что именно к ней приурочено в основном образование островов. Это, по-видимому, зона, наиболее благоприятная для массовой аккумуляции продуктов разрушения кораллового рифа. Проходы, прорезающие риф-флет, также имеют здесь некоторые свои характерные особенности.

Морфология срединной зоны риф-флета вне островов нами

изучалась лишь на атолле Фунафути. Рассмотрим прежде всего участок с восточной стороны атолла между островами Луамоту и Мафола. Этот участок, представляющий собой пролив между названными островами в полную воду, во время отлива полностью осушается, возвышаясь над смежной поверхностью риф-флета примерно на 1,2 – 1,4 м в виде очень пологого вала. Вал сложен глыбами кораллового известняка разнообразной формы и размеров и представляет собой как бы пониженную перемышку между названными островами и как аккумулятивная форма составляет с ними единое целое. Навал глыб и щебня залегает на поверхности плотно сцементированной породы, также состоящей из обломков коралловых известняков и благодаря цементации получившей облик грубой брекчии.

Валообразная форма наброса глыб и щебня, не вызывающая сомнений в том, что этот вал — непосредственное продолжение соседних островов, позволяет считать, что здесь срединная зона риф-флета выражена в виде аккумулятивной формы, построенной из грубообломочного рифового материала.

На западной стороне атолла Фунафути срединная зона риф-флета была обследована севернее о. Тутанга. Это осушка, состоящая из обломков риф-рока размером от 10 см до 1 м в поперечнике. Среди осушки над ее поверхностью возвышаются либо крупные глыбы, либо какие-то останцовые образования причудливой формы, получившие у английских авторов наименование ниггер-хед (голова негра). Обломочный материал, прикрывающий поверхность осушки, имеет закономерную сортировку. На морской стороне преобладает, как уже указывалось, грубообломочный материал, крупность обломков уменьшается по направлению к лагуне. В центральной части осушки имеется небольшой участок, где обнажается отшлифованная плита кораллового известняка. Со стороны лагуны осушка окаймлена песком. Небольшой островок, расположенный севернее обследованного участка риф-флета и не имеющий специального названия, сложен окатанной коралловой галькой и гравием.

Центральная (срединная) часть риф-флета в пределах Фунафути вскрывается также на дне продольной ложбины, протягивающейся вдоль оси главного острова. На дне ложбины, находящемся примерно на уровне океана, вскрываются плотные коралловые известняки с отдельными выступами коралловых колоний. Скольконибудь подробно изучить характер пород, слагающих дно этой ложбины, не было возможности, так как оно на большей части загромождено осыпавшимися с бортов глыбами и массами железного лома, представляющего собой обломки различных машин и конструкций, сваленных сюда в период второй мировой войны.

Срединная зона была частично обследована также в проходе между островами Фунафути и Фатата. Во время прилива здесь устанавливается сильное течение со стороны океана в лагуну, скорость которого превосходит 2 – 3 м/сек. Видимо, в результате действия

этого течения внешняя зона и дно пролива начисто освобождены от обломков: поверхность рифовой платформы представлена гладкой отшлифованной плитой. Затем, вдаваясь уже в лагуну, наблюдается вал из глыб и щебня кораллового известняка, выгнутый в сторону лагуны. Под его защитой, уже со стороны лагуны, протягивается узкая полоса коралловых колоний *Pocillopora*, имеющих лепешковидную или блюдцеобразную форму.

Прежде чем перейти к обзору строения островов атоллов, скажем несколько слов о проходах и о срединной зоне риф-флета на других необследованных нами участках. Данные промерных гидрографических работ показывают, что на атолле Фунафути подавляющее большинство проходов представляет собой несколько пониженные участки риф-флета. Это относится и к тому проходу, через который доступ в лагуну возможен даже для таких больших судов, как «Дмитрий Менделеев», – проходу Те Пуапуа, в котором минимальная глубина составляет около 7 м. В большинстве же других проходов этого типа глубины очень малы, и всюду посредине прохода тянется полоса особенно малых глубин, соответствующая срединной зоне риф-флета.

Исключения составляют два очень глубоких прохода на западной стороне атолла — Те Ава Тепука и Те Ава Фуагеа, представляющие узкие и глубокие каналы, прорезающие насквозь риф, имеющие обрывистые борта и глубины, достигающие 25 – 35 м. Происхождение таких проходов проблематично. Возможно, что они тектонически предопределены и связаны с какими-то нарушениями. Возможно также, что здесь издавна установился режим очень сильных приливного и сточного течений, в течение длительного периода существования атолла препятствующий поселению кораллов и росту рифа. Проходы на Гарднере и Маракеи, как уже упоминалось, очень мелки и также представляют собой лишь несколько пониженные участки рифа. На атоллах Бутаритари и Тарава имеются проходы обоих типов.

К срединной зоне риф-флета относятся также аккумулятивные острова. Они весьма разнообразны на исследованных атоллах. Их краткая морфологическая характеристика была приведена в предыдущем разделе. Обычно эти острова сложены разнообразным материалом — от песка до крупных обломков и имеют различные размеры — от крохотных клочков суши до довольно крупных массивов. Большинство из них вытянуто вдоль рифа и при значительной длине имеет небольшую ширину. Как любая типичная аккумулятивная форма, острова в основном состоят из серии береговых валов. Самым высоким из островов оказался остров атолла Маракеи: наивысшие отметки его составляют 3,8 м. Высоты остальных островов находятся в пределах 2,5—3,5 м. Наивысшие отметки всех островов приурочены к бровкам береговых валов с морской стороны. В сторону лагуны их поверхность понижается на 1—2 м. Правда, на ост-

ровах атолла Фунафути это уменьшение высоты валов менее заметно: на о. Аматуку вал с океанской стороны острова имеет высоту 2,7 м, а со стороны лагуны 2,4 м, на о. Тепука — соответственно 3,6 и 3 м, на о. Фунафути — 3,4 и 3,2 м, на о. Фунафара — 2,7 и 2,3 м. В то же время центральные части этих островов имеют отметки на 0,5 м и меньше.

В настоящее время рельеф островов исследованных атоллов с трудом поддается анализу. Их поверхность в значительной степени изменена человеком. На о. Фунафути, например, в центральной части вырыт огромный карьер, дно которого находится на уровне океана. На островах атоллов Бутаритари и Маракеи поверхность изменена дорогами и искусственными ямами, в которых размещаются посадки одной из основных сельскохозяйственных культур местных жителей — таро. Лишь на немногих участках сохраняются сильно сглаженные береговые валы и понижения между ними.

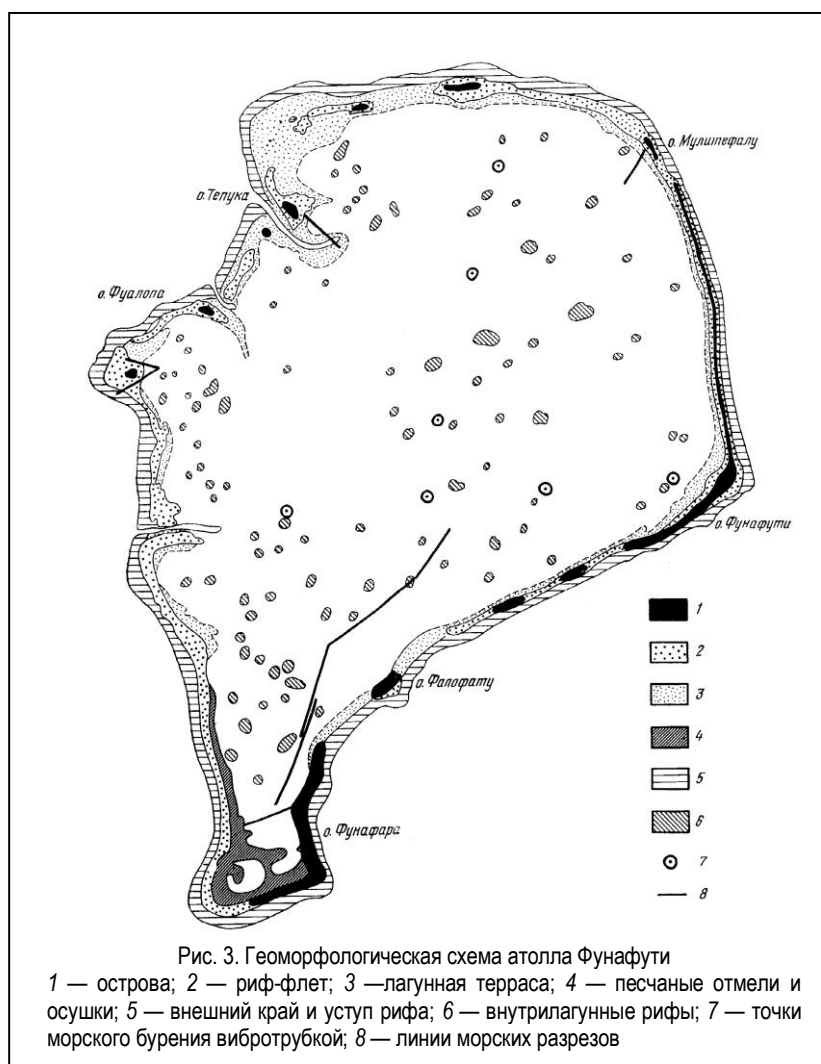
В связи с изменениями рельефа и наличием искусственных сооружений затруднительно также проследить изменения в материале, слагающем острова.

Острова атоллов Маракеи и Гарднера по своему строению ближе к «песчаным» островам. Здесь отчетливо выражен лишь океанический штормовой вал, который достигает на Маракеи высоты 3,8 м. Характерна также значительная ширина островов этих атоллов: они перекрывают большую часть поверхности риф-флета. Так, ширина о. Гарднер в его западной части — около 1 км, ширина о. Маракеи — 600-700 м. На атолле Маракеи уровень поверхности острова постепенно снижается от моря в сторону лагуны, вместе с тем мельче и менее окатанным становится материал, слагающий остров. Лагунная сторона образована низиной, отделенной местами от основного тела острова уступом. Низина не имеет на своей поверхности выраженных береговых валов. На отдельных участках она сложена заиленным песком, поле которого со стороны лагуны ограничено слабо выраженным в рельефе валом, сложенным ракушей. На других участках (восточная часть острова) прилагунная часть, примыкающая к береговым валам острова, полностью сложена ракушечным материалом. Совершенно очевидно, что прилагунная часть о. Маракеи является осохшим дном лагуны.

На атолле Гарднер также значительную часть острова занимает осохшее дно лагуны. Видимо, острова атоллов Маракеи и Гарднер созданы в основном из аккумулятивного материала, выброшенного со стороны моря. Со стороны лагун, в силу их мелководности, нарастание островов происходило лишь в процессе формирования отмелей, отчленения вторичных лагун и их заполнения в основном песчаным и ракушечным материалом. Близка по своему строению к описанной также прилагунная часть о. Бутаритари. Здесь постепенный переход от поверхности острова к широкой песчаной прибрежной отмели со стороны лагуны подчеркивается манграми, которые в

месте обследования представлены в виде двух зон — так называемых «сухих» мангров, затопляющихся только в период сизигийных приливов, и обычных подтопленных мангров. Отдельные деревья — ризофоры — выдвинуты далеко в пределы прибрежной отмели; заметно ощущается наступление мангровой растительности на прибрежную отмель.

Наиболее подробно были изучены острова атолла Фунафути, полное геоморфологическое описание которых приводится ниже (рис. 3, 4).



Как уже упоминалось, распределение островов на атолле Фунафути отличается неравномерностью. Вдоль восточного и южного краев атолла они по своей протяженности составляют большую часть периметра атолла. Существенно, что именно на этих участках атолла отмечается наименьшая ширина риф-флета (вместе с островами). На северном и особенно западном участках атолла ширина риф-флета заметно больше, но острова очень малы по размерам, далеко отстоят друг от друга и составляют в сумме ничтожную часть периметра атолла.

Существенное отличие имеется и в составе материала островов западной и восточной частей атолла. Все восточные острова сложены навалом глыб, валунов и щебня, зачастую почти не обработанного волнением. Острова западной части атолла сложены хорошо окатанной галькой, гравием или коралловым песком.

Таким образом, можно говорить о двух типах островов — «каменных» и «песчаных». Но и в том, и в другом случае острова представляют собой не что иное, как аккумулятивные формы, сложенные из обломочного материала, образовавшегося в результате разрушения рифа, и построенные деятельностью прибойного потока. Иначе говоря, генетически острова атоллов представляют собой островные бары [Леонтьев, 1968].

Типичный «каменный» остров — о. Фунафути. Морфология его не отличается сложностью. Здесь выделяется три основных элемента: лагунный и океанский штормовые валы и разделяющая их межваловая депрессия.

Лагунный вал на о. Фунафути имеет высоту 3—3,2 м, Гребень его сложен неокатанными обломками рифового известняка и заметно приподнят по сравнению с внутренней поверхностью острова. Обращенный к лагуне склон вала чаще всего представляет собой крутой пляж из средней и крупной гальки, уложенной по преимуществу длинной осью по склону, со значительной примесью щебня и плохо окатанного кораллового детрита. Иногда поверхность пляжа бывает осложнена двумя или одним низкими береговыми валами. На отдельных участках к галечному пляжу снизу примыкает узкая полоса песчаного пляжа.

Почти всюду лагунный вал со стороны уреза воды окаймляется полосой бенча. Этот бенч вырабатывается в риф-роке, слагающем поверхность рифовой платформы, на которую насажен остров. Нередко также скальную поверхность, контактирующую с пляжем, образует бич-рок — сцементированные береговые отложения. Механический состав этой породы тот же, что и рыхлых отложений пляжа, т. е. это либо конгломерат из кораллово-известняковой гальки, либо песчаник. Пласты сцементированных пород имеют обычно падение к лагуне, но в некоторых случаях наблюдался и обратный наклон толщи.

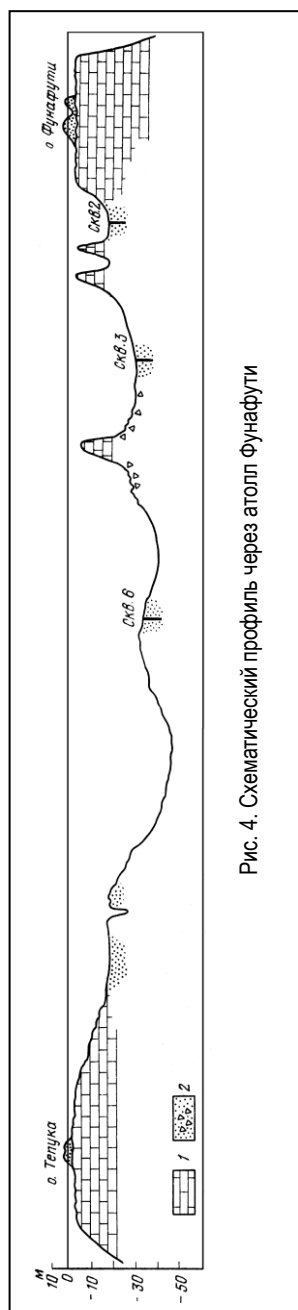


Рис. 4. Схематический профиль через атолл Фунафути

О том, что бич-рок — это продукт современного, протекающего у нас на глазах породообразования, свидетельствуют факты таких находок в его составе, как бутылочное стекло, ржавые обломки железа, патронные гильзы. Так, на северной окраине д. Фонгафале мы видели включенный в бич-рок кусок железа, поверх которогоросло до 20 см цементированной породы. Железный лом, в изобилии встречающийся на острове, — результат военных действий, происходивших на острове в период второй мировой войны. Следовательно, нарастание на железных предметах бич-рока происходило со скоростью не менее 7 мм в год.

В юго-восточной части атолла, на лагунном берегу о. Фунафара, можно видеть пляжевые фестоны из сцементированного кораллового песка и одновременно можно наблюдать сам механизм этой цементации: при отливе на поверхности пляжа остается слой тончайшей известковой взвеси, постоянное оседание которой, видимо, и ведет к пропитыванию известковым раствором пляжевого песка. Другой механизм цементации — это известковые водоросли, также поселяющиеся прямо в приурезовой зоне и литифицирующие песок и более грубый пляжевый материал.

Океанский штормовой вал — второй положительный элемент рельефа острова — выше лагунного, отметки на его гребне составляют 3,4 м. Вал сложен нагроможденными друг на друга крупными и совершенно не окатанными плитчатыми глыбами кораллового известняка, иной раз до 2 м в поперечнике. Нередко скопления этих глыб представляют собой такие хаотические нагромождения, что продвигаться по ним возможно только с большим трудом. Как и на лагунной стороне, к подножию вала прилегает галечный пляж, но состав пляжевого материала всегда здесь более грубый и окатанность его меньше, чем на лагунном берегу. Галечные пляжи

очень ограниченного протяжения здесь нередко залегают в карманах берегового контура, образуемых крупными фестонами бич-рока конгломератового типа. Нередко также из-под пляжевого галечника обнажается отшлифованная абразией поверхность кораллового известняка, слагающего риф-флет.

На отдельных отрезках о. Фунафути настолько узок, что оба вала сливаются вместе, иногда же можно видеть языки грубообломочного материала, как бы переползающие через штормовой вал и перекрывающие лагунный вал до самого уреза воды в лагуне.

На о. Фунафара, в одном из таких суженных участков, мы видели крупную плиту известняка, застрявшую между двумя стволами кокосовых пальм. Эти факты со всей очевидностью указывают на то, что эпизодически, видимо во время очень сильных штормов, грубообломочный материал с океанской стороны перебрасывается прибойными потоками через остров в лагуну.

Между лагунным и океанским штормовыми валами протягивается узкая ложбина, местами с вертикальными, подрезанными бортами, общий вид которой производит впечатление того, что эта ложбина представляет собой искусственную выработку. В средней, самой широкой части о. Фунафути эта депрессия отсутствует, так как она здесь засыпана и на ее месте устроен аэродром.

Как уже упоминалось, дно ложбины обычно завалено железным ломом, и лишь очень редко здесь обнажается риф-рок, слагающий поверхность риф-флета, погребенную в других местах либо под наносами, слагающими валы, либо под свалочным мусором. В вертикальных стенках бортов ложбины вскрываются нагромождения обломков рифового известняка, слагающего валы.

Вероятно, местами описываемая ложбина действительно частично представляет собой искусственную выемку, так как для устройства взлетной площадки производилась выборка щебня и прочее всего это было делать именно в этой ложбине. Однако нет сомнений в том, что в целом описываемая ложбина — естественное образование. Об этом свидетельствует описание ее, сделанное У. Солласом, — английским геологом, проводившим геологические исследования на Фунафути во время бурения здесь скважины в начале нашего столетия [Sollas, 1908]. Соллас, отмечая факт существования этой ложбины, указывает, что она занята мангровым болотом, но на дне местами обнажается кровля коралловых известняков, образованных мертвыми колониями массивных *Porites*. Уплотненные поверхности этих колоний, поднимаясь над общим уровнем платформы, как бы маркируют уровень малой воды, отвечающий тому времени, когда эти колонии были живыми. Соллас отмечает, что эти мертвые колонии поднимаются по крайней мере на 25 см выше уровня дна ложбины. Здесь же были обнаружены реликты голубых кораллов. Этот исследователь указывает также на то, что борта ложбины обрывистые и представляют собой отвесные клифы высотой до 1 – 1,2 м (3 – 4 фу-

та), что в них вскрывается грубообломочный материал и что эта ложбина выражена почти на всем протяжении острова. Во время приливов ложбина затоплялась морскими водами, уровень которых постепенно в ходе отлива снижался за счет стока вод в карстовые отверстия, открывавшиеся в дне ложбины.

По мнению Солласа, о. Фунафути в самое последнее время испытал слабое поднятие на 4 – 5 футов, на что, как он полагал, указывают следующие факты: мертвые колонии кораллов в мангровом болоте описанной ложбины, ее глубокий врез и высокие обрывистые борта, а также наличие некоторых довольно высоких останцов кораллового известняка на риф-флете, вершины которых находятся выше уровня максимального прилива. Среди песчаных островов атолла Фунафути наиболее типичным является о. Фуалопа. Длина его около 300 м, ширина 60 – 70 м. Остров сложен перебитым белым кораллово-ракушечным песком. На южном берегу песок среднезернистый, образует довольно крутой пляж с уклоном поверхности 7 – 9°. На северном берегу, обращенном в сторону океана, преобладает крупный песок с галькой и гравием. Берег здесь обнаруживает следы размыва: имеется низкий уступ, врезанный в верхнюю часть пляжа. На расстоянии около 10 м от берега почти параллельно ему протягивается полоса бич-рока, маркирующая в виде гряды старое положение береговой линии. Юго-восточная часть острова также размывается, видны уступ размыва и свалившиеся подмытые деревья. Своеобразное строение имеет о. Фуафату, расположенный в 3,2 км юго-западнее описанного острова. Со стороны океана он сложен грубообломочным, но довольно хорошо окатанным материалом, со стороны лагуны – галькой и гравием. На крайнем юге атолла также преобладает (со стороны лагуны) песчаная аккумуляция, и расположенные здесь острова имеют с лагунной стороны широкие песчаные пляжи. Все остальные мелкие островки западной части атолла — исключительно песчаные или песчано-гравийные.

Морфология внутренней (лагунной) зоны риф-флота

Общей чертой лагунной зоны риф-флота для всех атоллов, в той или иной степени обследованных нами, является значительно большая роль рыхлых отложений в ее строении по сравнению с внешней зоной. Однако степень развития рыхлого покрова и его состав в лагунах разных атоллов может варьировать в довольно широких пределах.

Для атолла Фунафути, как показывают наши наблюдения, большая часть внутренней зоны риф-флота представлена скальной поверхностью риф-рока. Значительная часть поверхности также прикрыта маломощным, обычно несплошным, слоем песка или кораллового детрита, реже грубообломочного материала. Довольно обычным является широкое развитие колоний живых ветвистых кораллов, которые нередко начинают возникать в непосредственной

близости от берега, с глубины порядка 0,3 – 0,5 м. Четко выражены бровка внутреннего склона и сам склон в виде уступа. Вблизи бровки обычны довольно густые поселения кораллов. В целом поверхность внутренней зоны риф-флета более или менее полого наклонена от пляжа в сторону бровки.

Если сравнивать роль песчаных отложений в строении внутренней зоны риф-флета на атоллах Фунафути, Бутаритари и Маракеи, то можно заметить, что эта роль усиливается именно в указанной последовательности. На Фунафути мощная песчаная аккумуляция характеризует лишь южную часть лагунной зоны, где этот тип аккумуляции распространяется также и на дно лагуны. Эта южная суженная часть лагуны представляет собой ловушку для песчаных наносов, перемещающихся сюда, по-видимому, и путем вдольберегового волнового переноса, и во взвеси вместе с течениями. Характерная скошенность пляжевых фестонов на лагунном берегу островов Фунафара и Авалау явно указывает на существование вдольберегового перемещения песчаных наносов в направлении южного кута атолла Фунафути бухты Те Ава Уни. На всех других участках лагунной зоны риф-флета в пределах атолла Фунафути сплошного песчаного покрова не наблюдается.

Лагунная зона риф-флета атолла Бутаритари, наоборот, отличается весьма широким развитием песчаного покрова. По существу, почти вся поверхность внутренней зоны риф-флета Бутаритари представляет собой песчаную осушку, сложенную мелким кораллово-ракушечным песком. Местами эта поверхность (на неосыхаемых пониженных участках) покрыта подводным лугом из водоросли талассии. Вблизи берега часть осушки освоена мангровыми зарослями (преимущественно ризофорами). Отдельные форпосты мангровой растительности в виде одиночных кустов или деревьев вынесены за 150 – 200 м в пределы лагуны, считая от береговой линии. На лишенных растительности участках песчаной поверхности риф-флета распространен характерный наннорельеф в виде конических кучек песка и воронкообразных углублений, созданных различными организмами — пескожилами. Местами поражают огромные скопления крупных голотурий, чуть ли не сплошь устилающих дно.

Еще в большей степени песчаная аккумуляция в прибрежной зоне риф-флета характерна для Маракеи (рис. 5). Если даже в пределах песчаной осушки на Бутаритари кое-где встречаются выступы рифового известняка, то на прибрежной отмели лагуны Маракеи отсутствуют не только подобные выступы, но совершенно не встречается даже мелких обломков известняка. Складывается впечатление, что вся плоская песчаная отмель, окаймляющая лагунный берег Маракеи, по существу даже и не является частью риф-флета, а подставляет собой аккумулятивную форму, прислоненную к погребенному под ней внутреннему склону рифовой

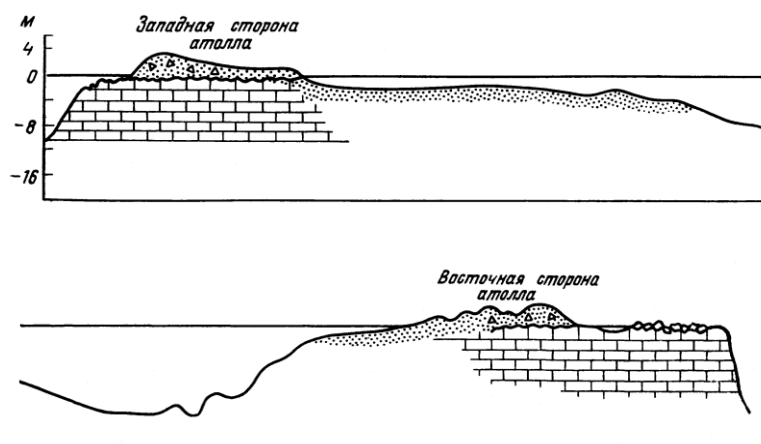


Рис. 5. Схематический профиль через атолл Маракеи
Условные обозначения см. на рис. 3

постройки. Мы уже упоминали о том, что прилегающая к лагуне часть острова, по всей вероятности, представляет собой осушившуюся часть этой прибрежной отмели.

Эта отмель сложена кораллово-ракушечным песком при заметном преобладании ракушечного материала. Грунт насыщен водой, очень рыхлый, нога в нем вязнет. На поверхности отмели отдельными пятнами поселяются низкорослые и мелкие зеленые водоросли. На внешнем крае отмели встречаются отдельные колонии кораллов, явно угнетенные и вымирающие. Вблизи внешнего края отмели имеется несколько дугообразно изогнутых (выпуклостью обращенных к лагуне) песчаных баров, образующих небольшие островки, на некоторых уже поселилась древесная растительность. В тени этих островков также образуются аккумулятивные формы типа переям. По-видимому, нарастание острова со стороны лагуны происходит именно таким способом: формируются островные бары, в их тени образуются поперечные по отношению к ним переям, затем происходит осушение (возможно, при участии тектонического поднятия) отгороженных аккумулятивными формами мелководных пространств.

На атолле Тарава также широко развиты песчаные осушки, но здесь можно хорошо видеть, что песок погребает под собой рифовую платформу, т. е. песчаная осушка представляет собой здесь наложенную, а не прислоненную форму.

Из сказанного выше следует, что для поверхности риф-флота и его отдельных частей характерна зональность распределения осадков, форм рельефа, органической жизни. Такая же зональность про-

слеживается и в пределах лагунной, или внутренней, зоны риф-флота. Примеры подобной зональности целесообразнее всего привести на материале обследования лагунной зоны риф-флота атолла Фунафути, где она изучалась более детально.

К востоку от о. Фуафату (западная часть атолла) прибрежная часть рифа покрыта хорошо окатанной галькой. В сторону лагуны гальку сменяет полоса песка, преимущественно кораллового, с многочисленными включениями обломков риф-рока и мертвых ветвей кораллов. Далее к востоку протягивается полоса мертвых коралловых колоний, находящихся в позиции роста, т.е. *in situ*. Это преимущественно ветвистые формы *Acropora pacifica*, *A. gracai*, *Pocillopora* sp. Они не литифицированы, сохранились в том же положении, что и живые, и в целом эти колонии производят впечатление мертвого леса, стоящего на корню. Примерно около 10% этого мертвого кораллового пояса покрыто живыми кораллами, для которых отмершие формы служат как бы субстратом. При этом отмечаются более густые поселения на лагунной окраине этой полосы, где на отдельных участках даже отмечается преобладание живых форм. Сходные образования наблюдались нами и в других частях западной окраины лагуны. Нередко ширина зоны молодых живых кораллов значительно больше, чем полосы риф-флота, покрытой осадками и мертвыми кораллами.

Сказанное, очевидно, свидетельствует, во-первых, о том, что западный край лагуны Фунафути в целом благоприятен для развития кораллов, а во-вторых, что разрастание рифа в ширину происходит в значительной степени (если не исключительно) благодаря появлению новых колоний с лагунной стороны.

Мы уже упоминали о том, что западная, т. е. подветренная, часть рифа атолла Фунафути значительно шире его наветренной стороны. По-видимому, с западной стороны лагуны возникают наиболее оптимальные для роста кораллов гидродинамические условия. От сильных штормов эта сторона защищена атоллом, но вместе с тем подвижность вод здесь достаточно велика благодаря большому разгону ветра над водной поверхностью лагуны, что создает достаточно активное перемешивание вод, не позволяет накапливаться взвесям; водообмен с океаном здесь также проявляется достаточно активно.

В восточной части лагуны условия существенно иные. Лагунная зона риф-флота здесь не подвержена активному воздействию лагунного волнения, возбуждаемого восточными ветрами, так как от действия этих ветров прибрежная часть лагуны защищена островами. Большая протяженность этих островов затрудняет и водообмен с океаном. У берега острова много взвесей, которые вследствие малой гидродинамической активности прибрежных вод не уносятся прочь, а постоянно пребывают здесь, значительно повышая мутность вод.

Соответственно и строение лагунной зоны риф-флета у восточной окраины лагуны отличается от описанного ранее, хотя зональность элементов проявляется и здесь достаточно ярко.

На лагунной стороне о. Фунафути непосредственно к пляжу примыкает выровненная площадка риф-флета, сложенная литифицированными обломками риф-рока. На этой поверхности отмечается много каверн, заполненных частично песком и водорослями. Далее поля песка сливаются и образуют сплошную полосу в виде отмели шириной до 70 м, обычно заселенную голотуриями. Глубина над отмелью в малую воду — около 1 м. На морском краю этой отмели резко выражен уступ высотой до 2 м, на бровке вновь появляются скальные породы, бровка и склон уступа заселены довольно редкими колониями живых *Acropora prostrata*.

Хотя отличия в строении наветренной и подветренной лагунных зон риф-флета достаточно заметны, все же, видимо, в обоих случаях нарастание рима происходит главным образом со стороны лагуны. На это, в частности, указывает то обстоятельство, что внутренняя зона риф-флета всюду оказывается в несколько раз шире его внешней зоны.

Дно лагун и внутрилагунные рифы

Говоря о «дне лагуны», мы имеем в виду ту его часть, которая лежит уже за пределами лагунной зоны риф-флета. Начнем наш обзор с лучше изученной лагуны атолла Фунафути.

Как уже упоминалось, в лагуне Фунафути преобладающими являются глубины 30 – 40 м. Дно в целом представляет собой почти плоскую, очень пологоволнистую равнину, сложенную, как мы убедились по результатам вибробурения в лагунах Фунафути и Бутаритари, так называемым халимедовым песком. Последний представляет собой рыхлые, совершенно неконсолидированные скопления известковых чешуек водоросли халимеды; по своим размерам эти чешуйки в большинстве случаев превосходят песчаные частицы.

В отличие от глубоководной части в мелководном южном районе лагуны происходит накопление мелкого известкового песка и осаждение известковых взвесей. Как уже упоминалось, указанный район — ловушка для песчаных частиц, перемещающихся в эту замкнутую часть лагуны как путем вдольберегового (вдольрифового) перемещения, так и с течениями во взвешенном состоянии.

Над в общем ровной поверхностью дна лагуны, сложенной халимедовым песком, возвышаются в виде пиков или столбов внутрилагунные рифы. Такие пирамидальные или пикообразные сооружения в английской литературе известны под названием pinnacles или knolls. От них отличаются коралловые банки или patches, характеризующиеся по сравнению с формами первого типа (будем называть их коралловыми пиками) значительно большим развитием вершинной поверхности.

Нами было обследовано два коралловых пика: один — в лагуне Фунафути, другой — в лагуне Бутаритари. Коралловый пик, обследованный в лагуне Фунафути, имеет крутые склоны с уклонами поверхности 25—30°, в верхней части переходящие в обрывистый уступ, в котором обнажаются коралловые известняки. Ниже на склоне набросаны глыбы известняка, поросшие живыми кораллами. Промежутки между глыбами покрыты песком, имеются отдельные почти плоские песчаные площадки (на глубине 4—7 м), над которыми возвышаются на 0,5—1 м ветвистые древовидные кораллы *Acropora formosa*. Они здесь не образуют слитных колоний, а располагаются на расстоянии нескольких метров друг от друга.

Основная масса живых кораллов сосредоточена на упомянутом ранее уступе и на бровке вершинной поверхности пика. Здесь степень покрытия поверхности живыми колониями кораллов достигает 80%. Преобладают *Acropora danai*, *Millepora platyphyllia*, *Porites lobata*. На самой вершинной поверхности раскиданы обломки известняка и селятся мелкие формы *Favia* sp., *Acropora variabilis*, *Laurencia*.

Внутрилагунный риф, обследованный в лагуне Бутаритари, значительно ниже первого; если внутрилагунный риф атолла Фунафути своим подножием располагается в пределах глубин около 40 м, то пик, осмотренный в лагуне Бутаритари, очерчивается изобатой 10 м, глубина над его вершиной — около 0,5 м. Западный склон пика скалистый и имеет крутизну порядка 45—50°, восточный — пологий и образован навалом глыб кораллового известняка. Основную часть вершинной поверхности образует площадка, очерченная изобатой 5 м, покрытая песком, над которой возвышаются крупные (высотой до 1 м) древовидные кораллы *Acropora formosa*. На этой площадке имеется выступ, усеянный по склонам крупными обломками известняка. Минимальная глубина (0,5 м) приходится как раз на вершину этого выступа.

Следует заметить, что описания внутрилагунных рифов весьма редки и им пока, видимо, уделяется незаслуженно мало внимания. Между тем даже при просмотре крупномасштабных гидрографических карт можно убедиться, что их морфологические разновидности не исчерпываются лишь коралловыми пиками и коралловыми банками. Так, например, в лагуне атолла Тарава и Кантон (восточная группа островов Феникс) среди внутрилагунных рифов выделяются любопытные грядовые образования. Подобные же гряды, известные под характерным названием «Лабиринтос де лос досе легуас» («Лабиринт 12 лиг»), имеются в заливе Ана Мария у южного побережья Кубы, представляющем собой также коралловую лагуну, отделенную, однако, не кольцевым барьером, а барьерным рифом. Образование таких гряд совершенно не ясно.

С другой стороны, изучение внутрилагунных рифов представляет интерес также в том отношении, что их развитие, возмож-

но, является своеобразным механизмом зарастания, обмеления и уменьшения площади лагуны. Так, по Ф. Шепарду [Shepard, 1963], лагуна атолла Бикар (в группе Маршалловых островов) буквально заполнена бесчисленными внутрिलाгунными рифами.

Глубоким лагунам (атоллы Фунафути и Бутаритари) противостоит другой тип — мелководные лагуны, характерные для атоллов Гарднер и Маракеи. В лагуне атолла Гарднер максимальная глубина 7,8 м. В пределах акватории лагуны рассеяны многочисленные коралловые банки, в восточной части имеется несколько внутрिलाгунных коралловых гряд.

В лагуне Маракеи мы выполнили поперечный эхолотный профиль, явившийся, по-видимому, первым инструментальным промером глубин в этой лагуне, так как на навигационной карте какие-либо данные такого рода отсутствуют. Промер показал широкое развитие песчано-ракушечных отмелей на западном и восточном берегах лагуны и довольно неровный, но, в общем, сглаженный рельеф ложа. Возможно, что ряд возвышений дна представляет собой отмершие и погребенные под донными осадками внутрिलाгунные рифы.

О внутреннем строении атоллов

В лагунах атоллов Фунафути и Бутаритари при помощи вибропоршневой трубки было взято 9 колонок донных отложений (рис. 6). Максимальная длина колонки не превышала 4 м. Как уже упоминалось, все колонки представлены довольно однородным, почти не дифференцированным материалом — скелетными известковыми остатками водорослей.

Приведем краткое описание наиболее представительной колонки (IV, длина 350 см), взятой в центре лагуны Фунафути. Самый верхний слой, имеющий мощность несколько сантиметров, представлен жидким известковым илом, под которым до глубины 15 см залегает слой мелкого карбонатного песка. Песок лежит на мертвых, но еще сохранивших зеленый цвет и не потерявших структуру халимедах; глубже, до самого конца колонки, залегают чешуйки или пластинки мертвых халимед белой окраски. Местами они неправильно чередуются со слоями детрита из этого же материала. Весь материал рыхлый, совершенно не уплотненный и не литифицированный.

Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ было произведено датирование халимедовых отложений в колонке. Горизонт 0—10 см был датирован как современный, возраст горизонта 196—202 см оказался равным 440 ± 90 лет, горизонта 340—350 см — 570 ± 60 лет. Из этих данных можно сделать вывод, что скорость накопления отложений в лагуне Фунафути достигает $0,7 \text{ см/год}$.

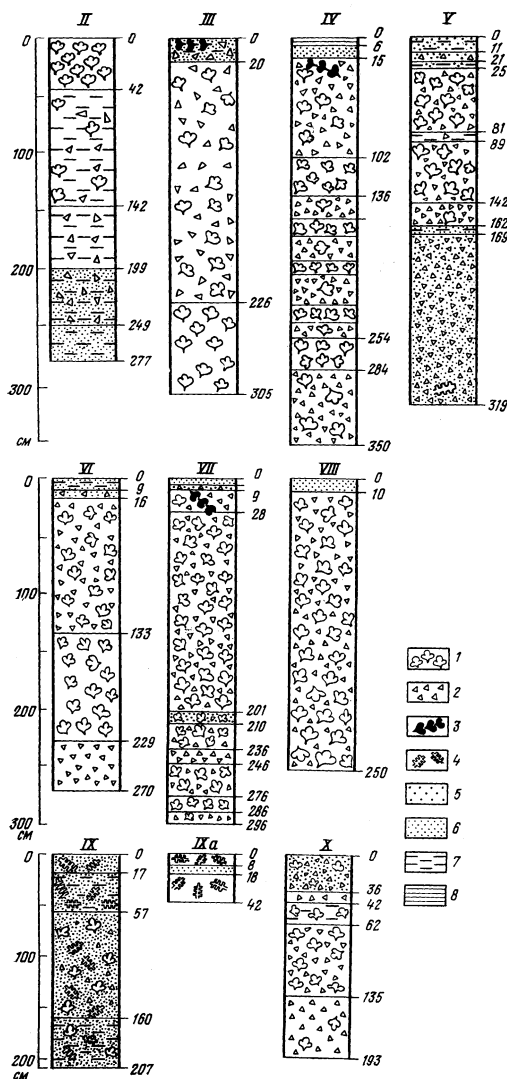


Рис. 6. Колонки грунта, взятые вибротрубкой в лагуне атолла Фунафути (II – VIII) и атолла Бутаритари (IX, IXa, X)

1 — литифицированные членики известковых водорослей халимеда; 2 — детрит известковых водорослей; 3 — известковые водоросли, сохранившие зеленый цвет; 4 — обломки кораллов; 5 — песок карбонатный крупнозернистый; 6 — песок карбонатный мелкозернистый; 7 — примесь известкового ила в осадках; 8 — известковый ил

Аналогичный состав отложений был вскрыт другими колонками в лагуне Фунафути и в лагуне атолла Бутаритари. В некоторых колонках (таких большинство) халимедовый «песок» начинается сразу же с поверхности. В одной из колонок (IX), взятых на Бутаритари, обломки халимед смешаны с мелкозернистым корал-

ловым песком и с детритом кораллов. Эта колонка была взята вблизи внутреннего (лагунного) склона рима, и здесь, очевидно, главную роль в осадконакоплении играет материал, сносимый с рифовой платформы.

В литературе довольно обстоятельно охарактеризованы результаты бурения на атоллах Эниветок, Бикини, Бородино, Муруроа [Emery a. oth., 1954], однако из обследованных нами атоллов бурение проводилось только на Фунафути [Hinde, 1904; Шепард, 1969]. Не проводились здесь также и геофизические (сейсмические) наблюдения. Надо отметить, что на Фунафути бурение производилось очень давно, в 1897—1898 гг., ударно-канатным способом. Были пробурены две скважины, причем обе на о. Фунафути. Одна из этих скважин до глубины 45 м прошла в переслаивающихся коралловых известняках и рыхлых известковых осадках (фораминиферы и коралловый детрит). Далее до глубины 360 м были вскрыты плотные коралловые доломитизированные известняки. В интервале глубин 171 – 235 м преобладали обломочные известняки.

Интересно, что другая скважина, пробуренная всего лишь на 21 м, близко от поверхности вскрыла халимедовый «песок» и до самого забоя прошла по этому грунту. Только в самом низу разреза ею были вскрыты известняки, аналогичные тем, что отмечались в верхней части разреза первой скважины. Этот факт интересен в том отношении, что скважина, пробуренная на острове, вскрыла лагунные отложения; выше было показано, что халимедовый песок является характерным осадком для дна лагуны. Примечательно, что по описаниям Эмери, Тресси и Лэдда [Emery a. oth., 1954] скважина 3 на о. Бикини, пробуренная на близком к океану крае этого острова, также прошла до глубины 780 м по лагунным отложениям, лишь на коротких интервалах вскрывая время от времени коралловые известняки.

Очевидно, что из этих данных можно сделать только тот вывод, что отложения рифового кольцевого барьера фациально замещаются отложениями коралловой лагуны, причем современные риф-флеты, как это видно на Фунафути и Бикини, могут быть надвинуты на лагунные отложения. То, что даже скважина Бикини, пробуренная на обращенном к океану краю острова, попала на лагунные осадки, нельзя истолковать иначе, как признак значительного смещения риф-флета и острова на последнем геологическом этапе в сторону лагуны.

Примечательно, что в обоих случаях (атоллы Фунафути и Бикини) это смещение отмечено для островов, расположенных на наветренной стороне атолла. Это еще раз подтверждает то впечатление, которое складывается при анализе строения о. Фунафути, а именно: внешний край рифа на наветренной стороне атолла разрушается и отступает, из продуктов его разрушения строится ост-

ров, который, как это видно из результатов бурения, сдвигается вместе с риф-флетом в сторону лагуны, перекрывая ее осадки. Здесь мы видим полную аналогию с развитием береговых или островных баров в условиях погружающегося берега, что еще раз подчеркивает общую природу формирования этих аккумулятивных форм и островов на коралловых атоллах.

ЛИТЕРАТУРА

- География атоллов юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1973. 141 с.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.
- Леонтьев О. К. Некоторые геоморфологические особенности коралловых побережий островов Индийского океана.— В сб.: «Комплексные исследования природы океана», вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1970.
- Шепард Ф. Морская геология. М., 1969.
- Emery K.O., Tracey T.L., Ladd H.S. Geology of Bikini and nearby atolls. Washington, 1954.
- Hinde G. J. Report of Funafuti Atoll boring.— In: W. J. Sollas et al. Repts Coal Reef Committee Roy. Soc. Sect. XI. London, Harrison and Sons, 1904.
- Lewis M. S. Geological investigations on the reefs of Mane.— Journ. Seychell. Soc., 1963, N 3.
- Shepard F. Thirty five thousand years of sea level «Essays in Marine Geology in Honor of K.O. Emery». Publ. Los. Angeles Univ., 1963.
- Sollas W. J. The age the Earth and other Geological Studies. London, T. Fisher Unwin, 1908.

Х. Плейстоценовая история побережья и современное состояние береговой зоны Каспийского моря

ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТО-КАСПИЯ (по данным абсолютного датирования)

Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Парунин О.Б.,
Свиточ А.А., Шлюков А.И.

К настоящему времени благодаря работам большого коллектива исследователей плейстоценовая история Понто-Каспия изучена довольно хорошо: существуют схемы стратиграфического расчленения четвертичных отложений и схемы корреляции осадков Черноморского и Каспийского бассейнов, выявлены основные этапы эволюции органического мира, имеются сведения о положении уровней морей в различные эпохи плейстоцена, зарегистрированы изменения высотного положения береговых линий в результате неотектонических движений и т.д. Однако ряд вопросов истории Понто-Каспия остается неясным или спорным. К ним можно отнести количество, возраст и периодичность трансгрессивно-регрессивных фаз Понто-Каспия в плейстоцене, размах колебаний их уровней, связь трансгрессий и регрессий с оледенениями Русской равнины и Кавказа и с колебаниями уровня Мирового океана, соотношение изменения уровней Черного и Каспийского морей и некоторые другие. Решение этих проблем возможно лишь на основе получения нового фактического материала путем использования классических методов исследований с данными абсолютного датирования и палеомагнетизма.

Ниже приводятся результаты наших работ, выполненных за последние восемь лет, касающиеся некоторых проблем из числа отмеченных выше, главным образом по Каспийскому и частично Черноморскому регионам.

Хронология плейстоцена Понто-Каспия

В настоящее время имеются данные по абсолютному возрасту плейстоценовых отложений Понто-Каспия, полученные разными методами: радиоуглеродным, термолюминесцент-

ным, уран-иониевым. Сводные данные по результатам абсолютных датировок, приведенные в таблице, свидетельствуют о том, что, во-первых, не все четвертичные отложения равномерно охарактеризованы абсолютными датировками, и, во-вторых, различные методы дают неоднозначные результаты (это особенно относится к датировкам верхнехазарских и нижнехвалынских отложений). Оба эти обстоятельства, конечно, должны быть учтены при составлении хронологической шкалы плейстоцена Понто-Каспия.

Переходя к анализу таблицы, следует отметить, что в ней не приведены данные по палеомагнетизму бакинских отложений, которые сводятся к следующему: во всех изученных разрезах (гора «бакинского яруса» на Апшеронском полуострове, Черный Яр и Копановка на Нижней Волге, балка Горький Ерик на северо-восточном берегу о. Баскунчак) бакинские отложения имеют прямую остаточную намагниченность, позволяющую отнести время их формирования к эпохе Брюнеса. Таким образом, возраст бакинских осадков, по данным палеомагнетизма, не более 690 тыс. лет.

О раннеплейстоценовом возрасте бакинской трансгрессии свидетельствуют и абсолютные датировки образцов бакинских отложений из перечисленных разрезов, полученные термолюминесцентным методом - от 400 ± 48 (Черный Яр) до 480 ± 53 тыс. лет (Горький Ерик).

Нижнехазарские осадки охарактеризованы только двумя датировками, согласно которым раннехазарская трансгрессия имела место от 144 ± 17 (р. Ачису, Дагестан) до 340 ± 38 тыс. лет назад (р. Манас, Дагестан). По уран-иониевому методу (данные Х.А. Арсланова), нижнехазарские отложения Ачису имеют возраст более 250 тыс. лет.

Возраст верхнехазарских осадков, определенный термолюминесцентным методом, лежит в интервале от $91 \pm 17,3$ (Золотухино, Нижняя Волга) до $254 \pm 30,6$ тыс. лет (Дагестан, р. Шура-Озень). По радиоуглероду раковин моллюсков возраст верхнехазарских отложений неправдоподобно мал – от 25 до 30 тыс. лет. По-видимому, следует сделать вывод, что радиоуглеродный метод для датирования верхнего хазара не пригоден.

Большое количество датировок имеется для нижнехвалынских отложений. Однако, несмотря на это, положение раннехвалынской трансгрессии в хронологической шкале остается спорным и не решается однозначно. По радиоуглероду раннехвалынская трансгрессия имела место от 10 до 13 тыс. лет назад. Лишь два образца из десяти дают более древний возраст: 15,8 (Черный Яр) и 18,5 тыс. лет (Золотухино).

На «молодость» отложений и непродолжительность раннехвалынской трансгрессии косвенно указывают и такие факты, как малая мощность хвалынских осадков и незначительная деформированность нижнехвалынской береговой линии. Иные результаты, более совпадающие с традиционными представлениями о времени проявления хвалынской трансгрессии Каспия, получены термолюминесцентным методом. Согласно данным термолюминесценции, раннехвалынская трансгрессия имела место от 42 ± 5 (берег Каспийского моря близ устья р. Манас) до 71 ± 8 тыс. лет назад (Черный Яр).

По мнению большинства авторов статьи, несмотря на многочисленность и «кучность» радиуглеродных датировок нижнехвалынских отложений, предпочтительнее (исходя из палеогеографических и некоторых других данных), по-видимому, доверять термолюминесцентным датировкам и считать, что раннехвалынская трансгрессия имела место от 35 до 65 тыс. лет назад.

Значительно более близкие результаты получены для верхнехвалынских отложений (см. таблицу). Согласно имеющимся датировкам, позднехвалынская трансгрессия имела место от 10 до 20 тыс. лет назад. Лишь одна термолюминесцентная датировка – $38 \pm 4,2$ тыс. лет (оз. Малые Турали, Дагестан) – выходит за указанный предел. По-видимому, это связано с эффектом «памяти» в молодых осадках, образовавшихся в очень короткие отрезки времени за счет размыва и переотложения более древних (в данном случае – нижнехвалынских).

Большое количество радиоуглеродных датировок имеется для новокаспийских отложений, что позволяет не только определить возраст новокаспийской трансгрессии в целом, но и возраст отдельных ее стадий. Согласно этим датировкам, вторая (снизу) стадия имела место 5,4-6,4, третья – 3,0-3,4, четвертая – около 200 тыс. лет назад. Исходя из этих данных и используя результаты исследований А.В. Шнитникова [10] о 1850-летнем цикле периодов увлажнения, можно полагать, что первый пик новокаспийской трансгрессии имел место около 8, а предшествовавшая ему послехвалынская регрессия – около 9 тыс. лет назад, знаменуя начало голоцена.

Таким образом, на основании имеющихся результатов абсолютных датировок сегодня может быть предложена следующая геохронологическая шкала (в тыс. лет назад) плейстоцена Каспийской области:

Новокаспийская трансгрессия	
последний пик	0,17
третий пик	около 3,0
второй пик	около 6,0
первый пик	около 8,0
Наинизший уровень послехвалынской регрессии	около 9,0
Позднихвалынская трансгрессия	от 10 до 20
Раннихвалынская трансгрессия	от 35 до 65
Верхний хазар	более 90
	(возможно, до 250)
Нижний хазар	более 250
Баку	400-500
	(не старше 700)

Для Черноморского бассейна количество определенных абсолютного возраста отложений гораздо меньше, чем для Каспия. В последние годы палеомагнитные исследования и датирование некоторых горизонтов термолюминесцентным и уран-иониевым методами были проведены по инициативе В.А. Зубакова [5]; около 20 радиоуглеродных датировок получено в Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ.

Палеомагнитными исследованиями в Восточной Грузии, выполненными В.А. Зубаковым и В.В. Кочегурой, выявлено, что зона магнитной инверсии Матуяма-Брюнеса проходит в толще отложений с чаудинской фауной. Термолюминесцентная датировка, равная 600 ± 80 тыс. лет, позволяет идентифицировать эти отложения с нижнебакинским горизонтом Каспия.

Обратная полярность отмечается для древнеэвксинских слоев Причерноморья. Этот палеомагнитный эпизод сопоставляется В.А. Зубаковым и В.В. Кочегурой с концом ливинского межледникового и началом днепровского оледенения, так как полученная из этих слоев дата по термолюминесценции равна 330 ± 58 тыс. лет. К сожалению, эта единственная датировка не позволяет достаточно точно сопоставлять древнеэвксинские и вышележащие слои с хронологической шкалой Каспия.

В настоящее время имеется ряд радиоуглеродных определений по карангатским отложениям. В 1971 г. в Лаборатории ВСЕГЕИ был определен возраст осадков из разреза позднекарангатской террасы на восточном берегу Керченского полуострова. Он оказался равным 32 тыс. лет. С этим результатом согласуется датировка $37,8 \pm 2,2$ тыс. лет, полученная в лаборатории ГЕОХИ АН СССР для нижних горизонтов карангатских отложений западного берега Керченского пролива [1]. Из тех же образований в Лабораторию но-

вейших отложений Географического факультета Л.Р. Серебрянным был представлен образец раковин, возраст которого оказался равным $23,26 \pm 0,3$ тыс. лет. Однако рентгеноструктурный анализ показал, что раковины образца на 90% перекристаллизованы, и поэтому нужно считать полученную дату сильно омоложенной.

Нам не известно, подвергались ли такому анализу два упомянутых других образца, но думается, что и они омоложены. 10 радиоуглеродных определений возраста карангатских раковин моллюсков были выполнены в Киевской радиоуглеродной лаборатории [8]. Все они указывают на то, что карангатские отложения образовались в период от 37 до 27 тыс. лет назад. Однако и в этом случае нет уверенности в том, что образцы не были омоложены. На наш взгляд, большего доверия заслуживает датировка карангатских раковин из эльтигенского разреза, полученная Х.А. Арслановым уран-иониевым методом, давшая возраст 70-80 тыс. лет [5]. Основываясь на этой датировке, карангатские отложения можно сопоставить с верхнехазарскими горизонтами Каспия и концом микулинского межледниковья.

Н.С. Благоволлин, А.Л. Девирц и Л.Р. Серебрянный [1], основываясь на вышеприведенных радиоуглеродных датировках, идентифицировали карангатскую трансгрессию со средневалдайским (молодо-шекснинским) межледниковьем. Другие осадки этого возраста пока на Черном море не изучены. Скорее всего, средневалдайский возраст имеет сурожская трансгрессия.

Поздневалдайское время, как известно, на Черном море характеризуется глубокой регрессией. Возраст регрессии определяется по образцам, представленным Ф.А. Щербаковым из колонок донных отложений с внешнего края шельфа Южного Крыма (глубина моря 80 м). Наиболее древний образец раковин¹, залегающих на глубине 4,5-4,8 м от поверхности дна, был датирован в $17,78 \pm 2$ тыс. лет. В той же колонке прибрежные отложения из горизонта 1—1,5 м от поверхности дна имеют возраст $13,5 \pm 1,5$ тыс. лет. Раковины, отобранные из илов, залегающих на границе новозвксина и голоцена (бугазско - витязевские слои), датированы $8,55 \pm 0,13$ и $6,84 \pm 0,14$ тыс. лет.

В северо-западной части моря, в 60 км к востоку от Одессы, определен возраст торфяников из скважины, пробуренной близ берега. Торф с глубины 16-16,3 м, по данным

¹ По данным рентгеноструктурного анализа этот и последующие образцы не были перекристаллизованы

анализа, образовался $9,24 \pm 0,38$ тыс. лет назад, а с глубины 10 м – $8,88 \pm 0,29$ тыс. лет назад (образцы представлены М.Ф. Ротарем). Эти определения показывают, что 8-9 тыс. лет назад уровень Черного моря был по крайней мере на 20 м ниже современного.

Возраст границы между верхним плейстоценом и голоценом подтверждается датировками раковин из кернов скважин, пробуренных в Керченском проливе Гидропроектом (образцы представили Ф.А. Щербаков и С.И. Скиба). Из горизонтов от 8 до 30 м получены следующие даты: $6,5 \pm 0,25$, $7,69 \pm 0,11$ (бугазско-витязевские слои), $10,8 \pm 0,2$ и $12,3 \pm 0,17$ тыс. лет.

Голоценовая новочерноморская трансгрессия развивалась, как показано Е.Н. Невеским [6], очень бурно. Около 5 тыс. лет назад уровень моря стал близок к современному. К сожалению, датировок абсолютного возраста по последнему этапу трансгрессий мало, и поэтому вопрос об обосновании выделенных П.В. Федоровым [9] новочерноморской и нимфейской трансгрессий остается открытым. Во всяком случае, уровень моря, судя по полученной нами датировке по торфу (г. Гагра), расположенному на 5 м ниже уреза ($4,8 \pm 0,9$ тыс. лет), 4–5 тыс. лет назад был не выше современного. Вышележащий торф из этого обнажения (1-2 м выше уреза) образовался также в суббореальное время ($3,69 \pm 0,12$ тыс. лет назад). Это указывает на то, что уровень моря и позднее не поднимался над современным уровнем. Близкие значения возраста получены для этой же торфяной залежи в радиоуглеродной лаборатории Тбилисского университета [4].

Интересные сведения о палеогеографии Черного моря в голоцене получены в нашей лаборатории по материалам изотопно-кислородного анализа [7]. Данные изучения изотопов кислорода карбоната раковин моллюсков из донных колонок указывают на неоднократные эпохи увлажнения и иссушения климата в голоцене Черноморского-Азовского бассейна.

Соотношение трансгрессий Каспия с оледенениями Русской равнины

Используя материалы предложенной геохронологической шкалы по Каспию, термолюминесцентные датировки Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ по центру Русской равнины и данные абсолютной геохронологии позднего плейстоцена по северо-западу Европейской части СССР [2], мы предприняли попытку составить схему соотношений каспийских трансгрессий с оледенениями Русской равнины (см. рис).

Как видно из таблицы, бакинская трансгрессия доволь-

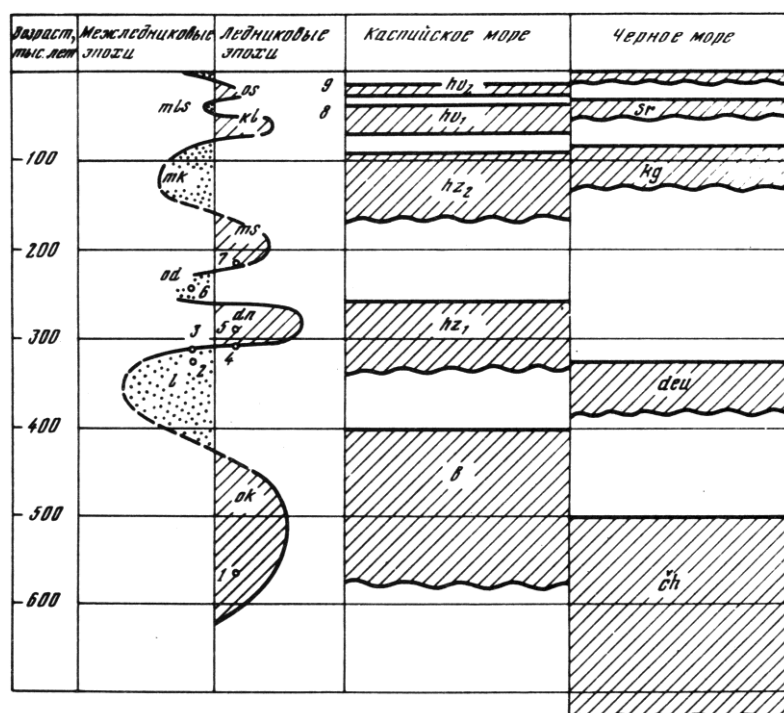


Схема соотношения каспийских и черноморских трансгрессий с ледниковыми эпохами Русской равнины

Возраст: 1 - перемытой окской морены (Чекалин, р. Ока) – 536 тыс. лет; лихвинских озерных отложений (Чекалин, р. Ока): 2 – 336 тыс. лет, 3 – 324 тыс. лет; 4 – днепровской морены (Сатино, Калужской обл.) – 310 тыс. лет; 5 – днепровской морены (Чекалин, р. Ока) – 80 тыс. лет; 6 – одинцовских озерных отложений (Сатино, Калужской обл.) – 242 тыс. лет; 7 – московской морены (Сатино, Калужской обл.) – 221 тыс. лет; временные датировки, по С.Л. Бреславу, Е.П. Зарриной, И.И. Краснову [2]: 8 – 47-70 тыс. лет, 9 – 8-24 тыс. лет.

но четко сопоставляется с концом окского оледенения и лихвинским межледниковьем, а раннехазарская – с днепровским оледенением. Если придерживаться термолюминесцентных датировок, то раннехвалынская трансгрессия хорошо увязывается с первой стадией (калининской) валдайского оледенения, а позднехвалынская – со второй (осташковской). Абсолютные датировки верхнехазарских отложений свидетельствуют о том, что верхний хазар соответствует микулинскому

межледниковью и, по-видимому, охватывает отрезок времени, значительно превышающий продолжительность микулинского межледниковья. Это предположение основывается на двух моментах: 1) заведомо, что верхнехазарские отложения, вскрывающиеся на левом берегу р. Шура-Озень (Дагестан), по термолюму имеют возраст $254 \pm 30,6$ тыс. лет (образец был взят из середины 23-метровой толщи осадков); 2) в пределах Каспийской области мы не находим осадков, соответствующих такому крупному среднеледниковому событию на территории Русской равнины, как московское оледенение. Таковыми, на наш взгляд, могут быть отложения нижней части верхнехазарского горизонта.

Колебания уровня Каспия в плейстоцене

Сведения, которыми мы располагаем в настоящее время, не вносят ничего принципиально нового в существующие представления о колебаниях уровня Каспия в ранне- и среднечетвертичное время. Это связано прежде всего с плохой сохранностью осадков этого возраста. Палеоизотопные материалы, полученные в Лаборатории новейших отложений МГУ [3], свидетельствуют о неоднократных изменениях концентрации тяжелого изотопа в водах древнего Каспия, что указывает на усиление притока пресных вод и уменьшение испарения во время трансгрессий и регрессий. Геоморфологические же признаки (строго говоря, террасовые уровни) не являются безупречными показателями самостоятельности фаз, формировавших эти уровни.

Что касается позднечетвертичного отрезка, здесь мы располагаем интересным материалом, полученным главным образом по Дагестанскому побережью Каспия при изучении стадияльных береговых линий хвалынских морей. Как известно, на различных участках Каспийского побережья разными исследователями фиксируется от двух до семи береговых линий раннехвалынского и от двух до четырех линий позднехвалынского морей. Их образование обычно связывают с более или менее длительными задержками регрессировавших хвалынских бассейнов или, в крайнем случае, с незначительными положительными подвижками уровней на фоне общей регрессии.

Материалы наших исследований вполне определенно указывают на то, что формирование целого ряда стадияльных хвалынских морских террас и соответствующих им береговых линий протекало в результате относительно крупных по масштабам и длительных по времени трансгрессивных фаз, разделенных продолжительными регрессиями. В подтверждение сказанного приведем следующий фактиче-

ский материал.

К югу от Махачкалы имеется несколько террас раннехвалынского возраста с четко выраженными в рельефе абразионными уступами, подножья которых, по данным тахеометрического нивелирования, располагаются на абсолютных высотах 57², 36¹, 30 и 20 м. Террасы прорезаны долиной р. Черкес-Озень. В том месте, где река прорезает раннехвалынскую морскую террасу, соответствующую максимальной стадии хвалынской трансгрессии, в ее долине наблюдаются 3 вложенные друг в друга ингрессионные террасы, поверхности которых сливаются с береговыми линиями, расположенными на абсолютной высоте 36, 30 и 20 м. Основания аллювиальных свит каждой речной террасы находятся ниже современного вреза реки, местный базис³ эрозии которой располагается на абсолютной высоте около 10 м. Отсюда следует, что формированию раннехвалынских морских уровней, с которыми хорошо коррелируют речные террасы, предшествовали значительные регрессии, во время которых уровень моря располагался не выше 10 м абсолютной высоты. Если даже принять, что базис эрозии каждый раз понижался только до 10 м, то и в этом случае колебание уровня моря должно было достигать нескольких десятков метров (-37 ÷ +23 м для 36-метровой стадии, -26 ÷ +20 м для 30-метровой стадии, -20 ÷ +10 м для 20-метровой стадии). Основываясь на строении второй надпойменной террасы р. Шура-Озень в районе аула Шамхал-Термен, которая переходит в нижнехвалынскую морскую террасу с береговой линией на абсолютной высоте 15 м, можно сделать вывод, что и этой стадии предшествовала значительная регрессия. Таким образом, по материалам дагестанского побережья Каспия можно полагать, что раннехвалынское время в истории Каспия характеризовалось, по крайней мере, пятью трансгрессивными фазами, разделенными глубокими регрессиями.

Значительные колебания уровня Каспийского моря имели место и в позднехвалынское время. Следы этих колебаний прослеживаются в ряде мест. Так, в 1,5 км к северо-востоку от станции Шамхал (Дагестан) на левом берегу р. Шура-Озень, сложенной морскими осадками ниже- и верхнехвалынского (максимальной стадии поздней хвалыни)

² Береговые линии этих стадий раннехвалынского моря в данном месте приподняты в связи с проявлением новейших тектонических движений.

³ Этот местный базис эрозии обусловлен близким залеганием к поверхности стойких к размыву пород верхнего сармата, слагающих низменную равнину непосредственно к югу от Махачкалы.

возраста (возраст и генезис этих отложений установлен на основании геоморфологических и биостратиграфических данных), вскрываются две аллювиальные свиты, вложенные в морские отложения и друг в друга. Подошвы аллювиальных свит располагаются на уровне или чуть выше современного вреза р. Шура-Озень, базис эрозии которой, как известно, располагается на абсолютной высоте 28 м. Учитывая это, а также полагая, что река каждый раз вырабатывала продольный профиль равновесия или была близка к нему (чему не могли препятствовать супесчано-суглинистые отложения, прорезаемые рекой), нельзя не прийти к выводу, что в течение позднехвалынского времени уровень моря по крайней мере дважды приближался к современному⁴, а скорее всего, опускался ниже его. Вслед за этим море снова трансгрессировало, и ранее врезанные долины заполнялись аллювием.

Имеющиеся материалы позволяют уверенно выделять четыре трансгрессивные фазы в новокаспийскую эпоху. Каждой из них предшествовали регрессии, во время которых уровень моря располагался ниже или близко к современному. О глубине новокаспийских регрессивных фаз можно судить по соотношению морских и аллювиальных отложений, наблюдаемых в устьях рек Гамри-Озень, Уллучай, Рубасчай (Дагестан), Атачай, Гильгильчай и других (Азербайджан).

Принимая во внимание сказанное (частые колебания уровня Каспия в относительно короткие сроки), по-видимому, следует весьма осторожно относиться к существующим представлениям о тектонической обусловленности трансгрессивно-регрессивных фаз Каспия, хотя участие тектоники в крупных и длительных по времени трансгрессиях Каспия очевидно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Благоволин Н.С., Девирц А.Л., Серебрянный Л.Р. Гляциостатические колебания уровня морей Восточной Европы в вюрме по новым радиоуглеродным данным – кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1973.
2. Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Краснов И.И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР. В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., «Наука», 1971.
3. Горбаренко С.А., Николаев С.Д., Попов С.В. Изотопный состав кислорода раковин четвертичных моллюсков и изменение палеогеографии Восточного Каспия. - Бюл.МОИП. Отд. геол., 1973, № 3.
4. Джанелидзе Ч.П., Бурчуладзе АА., Тогонидзе Г.И. Абсолют-

⁴ Современный врез р. Шура-Озень в районе ст. Шамхал связан с искусственным спрямлением ее русла. До прорытия канала при естественном меандрировании русло реки располагалось выше основания вложенных аллювиальных свит.

ный возраст максимальной фазы голоценовой трансгрессии Черного моря. Сообщ. АН ГрССР, 1973, т. 72, № 1.

5. *Зубаков В.А., Кочегура В.В.* Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., «Наука», 1973.

6. *Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.

7. *Николаев С.Д.* Изменение климата района Черного моря в голоцене по изотопно-кислородным данным. - Вест.МГУ. Сер. геогр., 1972, № 6.

8. *Семенов В.Н., Ковалюх Н.Н.* Абсолютный возраст верхне-четвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа. - Геол. журнал, 1973, т. 33, № 6.

9. *Федоров П.В.* О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. - ДАН СССР, 1959, т. 124, № 5.

10. *Шнитников А.В.* Изменение общей увлажненности материков северного полушария. - Зап. ВГО. Нов.сер., 1957, т. 16.

ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА ДИНАМИКУ ЕГО БЕРЕГОВ

Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.

Каспий — уникальный водный бассейн. Его своеобразие, в частности, проявляется в особенностях динамики уровня. Известны большие колебания последнего в четвертичное время, [1]. Значительными они были и в нашем столетии. Высокий уровень Каспия (около 26 м ниже уровня океана) отмечался большую часть прошлого столетия, вплоть до 1929 г. [2]. В 1929 г. уровень стал стремительно падать (рис. 1, *а*), и к 1941 г. он понизился почти на 2 м. Снижение уровня при небольших его подъемах (кратковременные незначительные поднятия уровня в 1946 – 1948 и 1956 – 1958 гг.), продолжалось до 1977 г. и достигло отметки -29,0 м, т. е. уровень Каспия в это время занял самое низкое положение за последние 200 лет. В 1978 г. началось повышение уровня моря, и к 1990 г. уровень достиг отметки -27,5 м, т. е. за 12 лет он поднялся на 1,5 м. Причины колебания уровня Каспия, по всей вероятности, климатические и зависят от водного баланса бассейна: атмосферные осадки и речной сток, с одной стороны, потери воды на испарение — с другой. Как показал О.К. Леонтьев [2], колебания уровня Каспийского моря подчиняются циклам с 30 – 35-летней периодичностью (рис. 1, *б*), т.е. они соответствуют климатическим циклам, установленным еще в конце прошлого столетия Е. Брюкнером. Если это так, то следует ожидать в ближайшие годы дальнейшего повышения уровня моря.

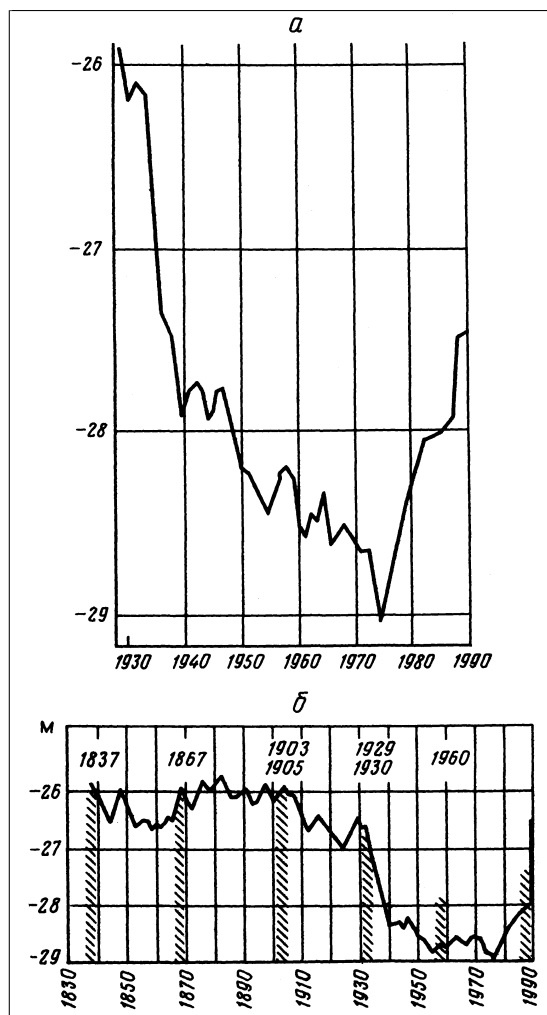


Рис. 1. Колебания уровня Каспийского моря
 а — изменение уровня с 1929 по 1990 г.; б — периодичность изменений
 уровня Каспийского моря за время инструментальных наблюдений
 (с 1837 г.). Заштрихованы «Брюкнерские» пики уровня

В связи с резким изменением обстановки, сменой регрессивного режима на трансгрессивный произошли значительные изменения в динамике береговой зоны Каспийского моря [3]. Если в период падения его уровня с 1929 по 1977 г происходило нарастание

площади суши вокруг бассейна, причем не только за счет обсыхания мелководий, но и благодаря усилившейся аккумуляции наносов, росту в высоту и ширину береговых аккумулятивных форм (т.е. процессы аккумуляции доминировали в это время), то повышение уровня моря со скоростью 12,5 см/год привело к широкому развитию процессов размыва берега. Изучение этих изменений в динамике береговой зоны в связи с подъемом уровня моря имеет большое значение не только для народнохозяйственной деятельности на побережье Каспия (хотя это очень важно и насущно), но и для понимания эволюции всей береговой зоны Мирового океана.

Уже сейчас активный размыв берегов и вследствие этого отступление береговой линии даже на тех участках, где раньше происходило выдвигание суши, — одна из самых значительных современных глобальных тенденций. В течение нескольких последних десятилетий произошло усиление размыва берегов, оно распространилось на многие прибрежные районы Мирового океана [4]. Главные природные предпосылки для развития абразии — подъем уровня Мирового океана со скоростью 1,5 мм/год. Однако, согласно многим прогнозам, скорость повышения уровня Мирового океана в ближайшие годы может резко увеличиться. Это повышение уровня связывается с увеличением в атмосфере концентрации CO_2 и некоторых других газов, что повлечет за собой усиление так называемого парникового эффекта и вследствие этого вызовет потепление климата [5].

Процессы, которые протекают и будут протекать в береговой зоне Мирового океана, как бы моделируются на Каспии в ходе современной быстрой трансгрессии. При этом следует учитывать, что причина активной перестройки береговой зоны Каспийского моря, так же как и Мирового океана, — не только подъем уровня, но и интенсивная деятельность человека. Особенно сильно повлияло на развитие каспийских берегов резкое суммарное сокращение объема твердого речного стока как следствие строительства целой системы гидротехнических сооружений на Волге, Куре, Урале и других реках бассейна.

Общий вывод — подъем уровня Каспия и народнохозяйственная деятельность привели к смене аккумулятивных процессов в береговой зоне на процессы размыва. Однако в пределах разных типов берегов перестройка береговой зоны проявлялась по-разному [2, 3, 6, 7]. На каспийском побережье выделяется несколько типов берегов: различные виды волновых аккумулятивных (лагунные, с примкнувшей аккумулятивной террасой, с различными аккумулятивными формами), абразионные, дельтовые, «осушные», развивающиеся под влиянием ветровых нагонов и др. (рис. 2).

Дельтовые берега занимают значительные пространства на

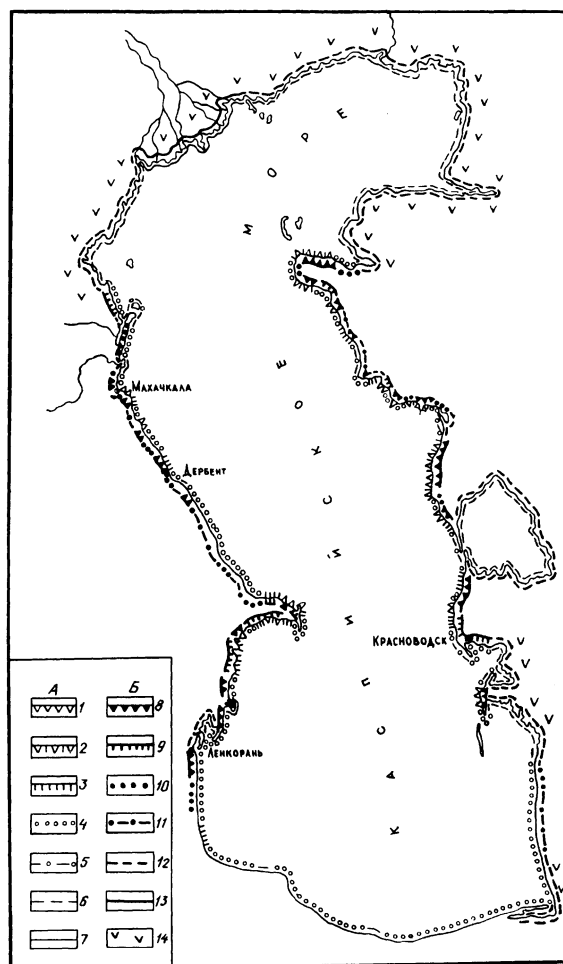


Рис. 2. Типы берегов Каспийского моря

А — регрессивный период, т. е. до 1977 г.: 1 — абразионный берег, 2 — абразионный с отмершим клифом, 3 — абразионно-аккумулятивный, 4 — аккумулятивный пляжевый, 5 — аккумулятивный лагунный, 6 — связанный с ветровыми нагонами, осушной, 7 — дельтовый; Б — трансгрессивный период, т. е. 1978—1990 гг.: 8 — абразионный берег, 9 — абразионно-аккумулятивный, 10 — аккумулятивный пляжевый, 11 — аккумулятивный лагунный, 12 — осушной, 13 — дельтовый, 14 — участки трансгрессивного подтопления прибрежной территории

побережье бассейна: на северном Каспии это дельты Волги и Урала, на северо-западе — Терека и Сулака, на юго-западе — Куры.

Еще недавно для перечисленных рек был характерен большой вынос обломочного материала (твердый сток Куры, например, достигал 43 млн. т/год), и они активно формировали выдвинутые дельты. Этот процесс усилился в период падения уровня моря. Дельты нарастали за счет образования приустьевых и островных баров и кос, осушек, которые при падении уровня превращались в острова и террасы осушения [1]. Дельта р. Куры до 1957 г. нарастала со скоростью 50 – 60 м/год, северная оконечность дельты р. Сулак – со скоростью 100 – 200 м/год, а р. Волги на некоторых участках — до нескольких км/год. На северном Каспии в районах дельт Волги и Урала море после 1929 г. отступило на десятки и даже сотни километров. На некоторых осушившихся участках бывшего дна были проложены дороги и возведены различные хозяйственные и жилые постройки.

Размыв каспийских дельт, однако, начался раньше, чем падение уровня моря сменилось его подъемом. В конце 50-х и в 60-е годы нашего столетия в долинах рек начали проводиться крупномасштабные гидротехнические мероприятия. Примерно с 1957 г. стал интенсивно размываться восточный участок дельты Куры, что было вызвано резким сокращением (почти на 70%) твердого стока этой реки в связи с сооружением Мингечаурского водохранилища в ее долине. В 60—70-е годы были проведены гидротехнические мероприятия (строительство каналов) в устьевых частях рек Терека и Сулака, что вызвало размыв краев дельт.

В связи с подъемом уровня бассейна размывы всех дельт резко усилились. На северном Каспии произошло значительное подтопление низких дельтовых берегов. Одновременно отмечается размыв ранее сформировавшихся аккумулятивных образований. В настоящее время интенсивной абразии подвергаются многие придельтовые острова. Западный берег острова Малый

Жемчужный сейчас ежегодно отступает на 2 – 4 м, а о-в Морской Очиркин, имевший в 70-х годах длину более 0,5 км, в конце 1982 г. оказался почти полностью размытым.

Значительные пространства на побережьях Каспия занимают очень отмелые участки, обсохшие в результате регрессии бассейна в 30—70-е годы и подвергавшиеся частичному воздействию моря только во время нагонов (высота до 0,5—1 м). Осушенные берега практически занимали всю северную часть Каспия, окружали зал. Кирова (в южном Азербайджане), были широко распространены в районе Красноводского залива и к югу от п-ова Челекен.

На северо-западном побережье в период регрессии аккумуляция в береговой зоне происходила с большой скоростью: в Кизлярском заливе нарастание суши достигало 150—200 м/год, несколько южнее — 60—100 м/год, а к северу от залива — до 700—800 м/год. В зал. Кирова ветровая осушка простиралась на 1,5 км, а сам залив при сгонных ветрах превращался в болото. На восточ-

ном побережье Каспия нарастание суши при падении уровня было менее интенсивным. Так, к югу от п-ова Челекен средний прирост берега в 1929—1957 гг. составлял 34—36 м/год [1].

Смена регрессивного режима на трансгрессивный изменила ситуацию на осушенных берегах. Вследствие большой отмелости (уклоны порядка 0,0001) подводного склона здесь происходит пассивное затопление прибрежной территории. При таком подтоплении профиль береговой зоны не перестраивается и значительного перераспределения береговых наносов не происходит. Подъем уровня не только приводит к затоплению суши, но и сопровождается поднятием зеркала грунтовых вод, их засолением и заболачиванием прибрежных низменностей.

Залив Кирова к настоящему времени заполнился водой и почти приобрел очертания, существовавшие до регрессии 1929 г. В районе Киязинской косы (Северный Азербайджан) затоплена или заболочена плоская береговая терраса, образовавшаяся при падении уровня моря в 1940 г. На северном побережье Каспия по обе стороны от дельты Волги затоплены большие пространства низменной суши, причем в зоне затопления оказались пастбища, дороги, хозяйственные постройки. Это явление можно наблюдать также на некоторых участках восточного побережья Каспия, например, в районе с. Ералиево, г. Красноводска, с южной стороны п-ова Челекен.

В условиях нескольких больших уклонов (0,0005 – 0,001) подводного берегового склона при повышении уровня моря в большем или меньшем удалении от уреза, в полосе разбиения волн формируется береговой вал, который отчленяет в виде широкой лагуны часть акватории. Этот вал, превращающийся в пересыпь, сложен обычно донным песчано-ракушечным материалом, поступающим за счет размыва верхней части подводного берегового склона в процессе трансгрессивной перестройки профиля береговой зоны. Основным морфологическим признаком трансгрессивного развития этого вала (бара) являются продвижение его на лагуну и оттеснение ее в сторону низменной суши. Примеры развития береговой зоны по этой схеме широко представлены вдоль восточного побережья Каспия (у мыса Песчаный, с морской стороны косы Кендерли и вдоль большей части юго-восточного побережья моря).

Значительные изменения в связи с подъемом уровня Каспийского моря происходят на аккумулятивных берегах, характеризующихся еще большими уклонами подводного берегового склона (0,005 – 0,01) и более существенным воздействием морского волнения. Выше отмечалось, что при регрессивном режиме процессы аккумуляции наносов преобладали практически на всех побережьях моря. Причем при падении его уровня аккумуляция происходила в результате перестройки нижней и средней частей под-

водного берегового склона и подачи обломочного материала со дна к суше. Этот интенсивный поперечный транспорт наносов в определенной мере подавлял вдольбереговые потоки [3], хотя тенденция к перемещению наносов вдоль берега местами могла сохраняться. Поступление донного материала способствовало нарастанию аккумулятивных берегов, однако привело к истощению запасов рыхлого материала на дне, что в итоге вызвало развитие дефицита наносов в береговой зоне и размыв многих современных и древних аккумулятивных форм.

При подъеме уровня Каспия усилился процесс размыва аккумулятивных берегов. При трансгрессивном режиме также происходит перестройка подводного берегового склона. Однако она затрагивает больше всего его верхнюю, приурезовую, часть и сопровождается размывом фронтальных участков береговых аккумулятивных форм (при достаточно больших уклонах подводного склона) или постройкой близ уреза берегового вала, который по мере подъема уровня моря превращается в бар с лагуной за ним. В этом случае лагуна образуется в пределах понижений суши за счет перехлестывания через бар морских волн и подъема зеркала грунтовых вод.

Формирование лагунных берегов этого типа, происходящее при современном подъеме уровня моря, отчетливо наблюдается на многих участках дагестанского и северо-азербайджанского побережий (западный берег Каспия). Например, на участке побережья южнее г. Каспийска (уклоны подводного берегового склона порядка 0,005) при регрессии моря сформировалась пологая молодая аккумулятивная терраса, выдвигавшаяся в сторону моря и окаймленная широким, очень пологим песчаным пляжем. В настоящее время при подъеме уровня моря вдоль уреза образовался четко выраженный современный береговой вал (высотой 1—1,5 и шириной 30—60 м) с коротким и крутым морским склоном (пляжем). В самом начале трансгрессивного периода (первые 2—3 года) за валом временами появлялась эфемерная лагуна, заполнявшаяся водой за время штормовых нагонов. В спокойное время года она полностью высыхала. Однако в дальнейшем по мере повышения уровня моря лагуна все более расширялась и приобретала устойчивый характер, чему в немалой степени способствовал также подъем зеркала грунтовых вод. В 1990 г. она имела глубину 0,5—0,8 и ширину до 25 м, перекрывая почти всю поверхность молодой регрессивной террасы 1940 г. В ходе подъема уровня моря береговой вал, не меняя в целом параметров, постепенно надвигается на лагуну, создавая эффект отступления берега. Результаты повторной тахеометрической съемки 1981—1990 гг. показали, что новейшая терраса сузилась за последнее десятилетие на 200 м (рис. 3). Можно предполагать и дальнейшее отступление береговой линии при продолжающейся трансгрессии.

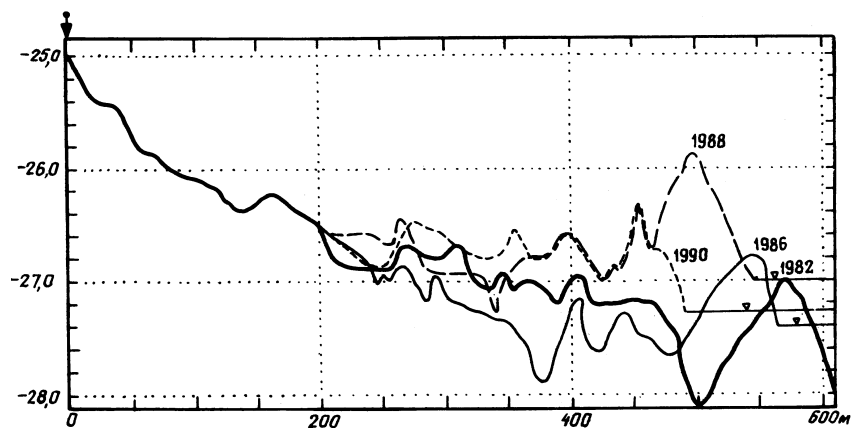


Рис 3. Повторные профили надводной части береговой зоны
в 6 км южнее г. Каспия

Аналогичный характер имеет и северная часть азербайджанского побережья, которое сейчас на многих участках сопровождается полосой лагунных болот, заросших водной травянистой растительностью и кустарником. Вновь созданные береговые валы сложены донным, более крупнозернистым материалом, чем тот, который встречается на регрессивной террасе [8]. Со сменой режима моря на трансгрессивный исчезали существовавшие здесь еще десятилетие назад широкие (до 150 м) песчаные пляжи, окаймленные в тыловой части грядами «живых» береговых дюн. К настоящему времени произошли стабилизация и зарастание большинства эоловых массивов вследствие сокращения пляжей (как источника песчаного материала) и подъема грунтовых вод (как источника увлажнения).

На участках дагестанского и северо-азербайджанского побережий с более значительными уклонами береговой зоны (до 0,01) обычно бар причленяется к берегу в виде ракушечного вала высотой около 1,5 м, с асимметричным профилем и четкими следами надвигания на расположенную за ним поверхность молодых террас. Процесс надвигания происходит довольно быстро, так что кустарниковая растительность этих террас нередко появляется в «позиции роста» из-под вала с его морской стороны. Лагуна за валом, как правило, не образуется, так как суша на этих участках имеет достаточно большие уклоны и гипсометрически выше уровня моря. Наконец, при уклонах в береговой зоне более 0,01 происходит очень активный размыв голоценовых и современных аккумулятивных образований, что приводит к существенному отступа-

нию береговой линии в сторону суши.

Собственно, развитие участков побережья такого типа происходит в соответствии со схемой перестройки береговой зоны, получившей название «правило Брууна» [9]. При поднятии уровня моря в зону действия волн попадает морская часть аккумулятивных форм с более крутым уклоном, чем подводный склон. Крутые уклоны в приустьевой зоне обеспечивают подход к берегу более крупных, не потерявших свою энергию волн, и поэтому размыв фронта аккумулятивных форм и пляжей очень активен. По схеме П. Брууна, одновременно с размывом морской части аккумулятивного берега и отступанием уреза происходит аккумуляция материала и нарастание поверхности дна во внешней зоне подводного склона. При этом предполагается, что объемы материала размыва верхней части береговой зоны и материала, аккумулирующегося во внешней ее части, равны.

Примером такого развития береговой зоны может служить участок к северу от г. Махачкалы (район Карамана). Здесь в результате повышения уровня моря интенсивно размывается волнами морской склон голоценовой песчаной террасы и выработан уступ размыва высотой до 1,5—3 м. Береговая линия на этом участке отступает со скоростью около 10—12 м/год. На отдельных участках дагестанского и азербайджанского побережий размыв голоценовой морской террасы происходит со скоростью до 15—20 м/год, и в некоторых городах (Махачкала, Каспийск, Дербент, Ленкорань) под угрозой разрушения оказались многие жилые и производственные постройки.

Смена регрессивного режима на трансгрессивный оказала влияние и на развитие абразионных берегов Каспия. Такие берега распространены на восточном побережье (п-ов Мангышлак, районы к северу от зал. Кара-Богаз-Гол, п-ов Челекен и др.), а также отдельными участками с западной стороны бассейна (Апшеронский п-ов, мысы Кобыстана и др.). Понижение уровня моря в прошлом привело к тому, что на многих участках берега абразионные клифы оказались вне досягаемости волн. Перед ними образовались бенчи или пляжи, реже — узкие примкнувшие аккумулятивные террасы, состоящие из серий небольших береговых валов. Так, на северном берегу п-ова Мангышлак, сложенном миоценовыми и палеогеновыми песчано-глинистыми породами, абразия происходила на далеко выдвинутых в море отдельных мысах. Прямолинейные участки и абразионные бухты полуострова окаймлялись довольно широкими примкнувшими аккумулятивными террасами.

На западном побережье (Кобыстан) абразионные мысы (часто это мощные грязевые вулканы), сложенные вулканической брекчией, глинами и суглинками бакинского и позднехвалынского возраста, окаймлены глинистым бенчем, почти не прикрытым на-

носами. До 1929 г. эти мысы активно размывались, и в них выработаны клифы высотой до 7—10 м. При регрессии моря абразия прекратилась так как штормовые волны разбивались на поверхности бенчей. Хорошей защитой берега от размыва на некоторых участках дагестанского побережья служит грядовый рельеф в прибрежной зоне моря. Подводные гряды, сложенные сарматскими известняками, до недавнего времени блокировали побережье. При современном подъеме уровня Каспия бенчи и гряды затопляются, штормовые волны, особенно при ветровых нагонах, начинают достигать подножия клифов. На участках, где клифы защищались ранее примкнувшими аккумулятивными террасами, происходит размыв этих террас и активная переработка слагающего их обломочного материала, часть которого оттягивается во внешнюю зону подводного склона, а часть вовлекается во вдольбереговые подвижки наносов. Во всех случаях отмечается активизация воздействия волн на берег выше уреза, усиление размыва и разрушение края суши.

Таким образом, современный подъем уровня Каспийского моря в значительной степени изменил динамику всех выделенных типов берегов. Эволюция относительно погружающихся берегов происходит неоднозначно в зависимости от уклонов подводного берегового склона. В литературе по динамике береговой зоны в условиях повышения уровня моря общепринята схема П. Брууна [9]. Однако эта схема, разработанная на материале по Атлантическому побережью США, не универсальна, так как прежде всего не учитывает различия в уклонах подводного и надводного склонов береговой зоны. Теоретические разработки, а также непосредственные наблюдения за береговой зоной Каспийского моря позволяют выделить разные варианты развития береговой зоны в условиях повышения уровня моря [2, 6, 10, 11].

На наиболее отмелых берегах происходит, как показано выше, пассивное затопление суши без переработки береговой зоны (рис. 4, а). Такие берега не подвергаются воздействию волн, которые теряют свою энергию на отлогом подводном склоне задолго до достижения уреза моря. При несколько более значительных уклонах, особенно при наличии перегибов на профиле подводного склона, зона разбиения волн располагается на некотором удалении от линии берега. В этом случае в полосе забурунивания возникает береговой вал (бар), который отчленяет в виде лагуны часть акватории моря (рис. 4, б).

Наиболее распространенный вариант развития береговой зоны на побережье Каспия — это (при уклонах 0,005—0,01) размыв верхней части подводного берегового склона, переработка наносов этой зоны волнами и выброс их к урезу, где формируется береговой вал, а за ним образуется лагуна (рис. 4, в). Если за пересыпью-баром располагается не низменная суша, то лагуна, естест-

венно, не образуется. Здесь уклоны несколько больше, и кроме подводного склона размывается и приурезовая часть пляжа. Одновременно с размывом происходит смещение приурезового берегового вала в сторону суши. Это, собственно, уже следующий вариант развития береговой зоны, показанный на схеме 4, г.

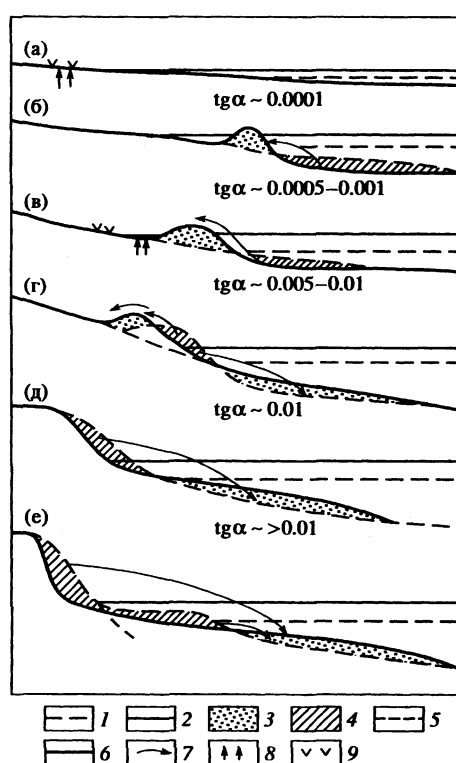


Рис 4. Схема развития трансгрессивных берегов Каспийского моря в зависимости от уклонов подводного берегового склона.

1 – регрессивный уровень моря; 2 – трансгрессивный уровень моря; 3 – аккумуляция наносов; 4 – эрозионная линза; 5 – прежний профиль береговой зоны; 6 – современный профиль береговой зоны; 7 – перемещение наносов; 8 – поднятие грунтовых вод; 9 – болота; (а)-(е) – см. текст.

При более крутых уклонах (свыше 0,01) зона размыва перемещается еще выше по профилю и в сторону суши, и ею захватывается фронтальная часть голоценовых аккумулятивных форм (рис. 4, д).

Если вернуться к случаю 4 б, то видно, что формирующийся при повышении уровня моря новый профиль подводного берегового склона лежит «ниже» прежнего профиля равновесия (т. е. вследствие увеличения глубины моря усиливается волновое воздействие), и поэтому происходит размыв приурезовой части дна. При более крутых уклонах (вариант 4, д) вырабатываемый профиль отличается от исходного тем, что он, во-первых, больше сдвинут в сторону суши, что обуславливает ее размыв и, во-вторых, тем, что в силу значительной крутизны склона исходный профиль подводной части лежит ниже того, который должен быть выработан в ходе трансгрессии.

Поэтому подводный склон в варианте 4, д надстраивается до состояния равновесия за счет аккумуляции материала, поступающе-

го в результате размыва приурезовой части берега. Таким образом, формирующийся профиль состоит из верхней, выработанной части и из нижней части, надстроенной за счет аккумуляции, т.е. полностью соответствует схеме П. Брууна. Из описанных вариантов трансгрессивного развития берега следует, что с увеличением крутизны подводного склона зона размыва перемещается вверх по нему и в сторону суши. Соответственно изменяется ареал аккумуляции наносов волнового поля. Наконец, на последней схеме (рис. 4, е) представлен вариант эволюции бывшего абразионного берега, отмершего в период регрессии в результате образования примкнувшей аккумулятивной террасы. В принципе развитие здесь происходит по схеме П. Брууна. Зона размыва прижимается к линии уреза, происходит переработка аккумулятивной террасы и перемещение материала на подводный склон. По мере уничтожения аккумулятивного тела абразия все больше и больше захватывает клиф, и со временем начинает активно разрушаться коренной берег.

Анализ динамики берегов Каспия показывает, что существует неполное совпадение регрессивных и трансгрессивных режимов моря с циклами развития береговых процессов. Регрессивному режиму в основном, как установлено многими исследованиями, соответствует аккумулятивный цикл. Однако размыв аккумулятивных форм Каспия начался в 60-х годах, когда уровень моря еще снижался. Конечно, одной из причин активизации абразии могла быть народнохозяйственная деятельность: сооружение водохранилищ на реках, строительство сети мелиоративных каналов, что сократило речной сток и послужило причиной возникновения дефицита наносов в береговой зоне моря.

В то же время была и естественная причина смены аккумулятивного цикла на абразионный. При понижении уровня моря, так же как и при трансгрессии, происходит перестройка профиля подводного берегового склона и его размыв. Однако при регрессии зона размыва берегового склона перемещается не в сторону суши, а в сторону моря, захватывая участки внешней части склона, где материал становится тоньше по своему гранулометрическому составу. По мере развития процесса истощаются запасы наносов тех фракций, которые могут быть вынесены вверх по склону волнами и из которых строятся аккумулятивные формы.

Процесс этот закономерен, но поражает тот факт, что цикл развития береговых процессов той или иной направленности занимает сравнительно короткий промежуток времени. Около 30 лет (с 1929 по 1960-е гг.) потребовалось на то, чтобы процесс аккумулятивного развития берега при продолжающейся регрессии исчерпал себя. Вероятно, необходимо исследовать, насколько долго будет протекать абразионный процесс, свойственный сейчас берегам Каспийского моря при поднятии его уровня.

Конечно, скорость и темп береговых процессов на Каспии гораздо выше, чем на побережьях Мирового океана, но их принципиальное сходство несомненно. В этом смысле исследования на берегах Каспийского моря имеют не только региональное, но и общетеоретическое значение и могут быть полезны для моделирования закономерностей формирования береговой зоны Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 208 с.
2. Леонтьев О. К. Проблемы уровня Каспия и устойчивости каспийских берегов // Вестник МГУ, 1988. Сер. геогр. № 1. С. 14—20.
3. Leontiev O. K, Veliev Kh. A. Western coasts of the Caspian sea (a guide-book for field excursions of the International Symposium «Transgressive coasts: studies and economical development», Baku, 15—21 Spet., 1990). М., 1990. 165 p.
4. Bird E. C. F. Coastline changes: a global review // J. Wiley and Sons. 1985. 219 p.
5. Barth M., Titus J. D. (eds.) Greenhouse effect and sea level rise. Van Nostrand Reynhold Co. N. Y., 1984. 325 p.
6. Игнатов Е. И., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. Современное состояние берегов Каспийского моря // Рекреационные ресурсы Каспийского моря: проблемы использования и охраны. М.: Наука, 1989. С. 13—18.
7. Ignatov E. I., Kaplin P. A., Lukyanova S. A., Solovyeva G. D. Problems of the Caspian Sea coasts evolution under sea level rise conditions//A guide-book for field excursions of the International Symposium «Transgressive coasts: studies and economical development», Baku, 15—21 Sept., 1990. М., 1990. P. 126—127.
8. Никифоров Л. Г., Рычагов Г. И. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестн. МГУ. 1988. Сер. геогр. № 2. С. 47—51.
9. Bruun P. Sea level rise as a cause of shore erosion // Journ. of the Waterways and Harbours Division. 88 (WWI). 1962. P. 117—130.
10. Kaplin P. A. Shoreline evolution during the XX centure // Oceanography-1988, Ayala-Costanres, W. Wooster and A. Yanez-Arancibia (Eds.). UNAM Press. Mexico D. F. 1989. P. 59—64.
11. Kaplin P. A. Practical problems for coastal submergence in the light of secular trends // P. Paepe et al. (Eds.).— Greenhouse effect, Sea Level and Drought. Kluwer Academic Publ. 1990. P. 385—393.

СОВРЕМЕННАЯ БЕРЕГОВАЯ ЗОНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ КАК ПРИРОДНАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ПОБЕРЕЖИЙ В УСЛОВИЯХ ПОВЫШЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Долотов Ю. С., Каплин П. А.

Колебания уровня моря, относительное погружение или поднятие побережья в значительной степени влияют на интенсивность основных рельефообразующих береговых процессов — абразию и

аккумуляцию наносов, их общий баланс в прибрежной зоне и эволюцию береговой линии. Поэтому степень устойчивости прибрежной зоны и, наоборот, радикальные изменения в положении береговой линии в большой мере обуславливаются именно колебаниями уровня моря.

Побережья Каспийского моря представляют собой настоящую природную лабораторию для изучения эволюции береговой зоны в условиях повышения и понижения уровня моря с разной скоростью процесса, поскольку в ходе эволюции этот морской бассейн неоднократно подвергался изменениям режима хода уровня.

Колебания уровня Каспийского моря по мнению большинства исследователей обусловлены, в первую очередь, проявлением климатических факторов и зависят от водного баланса его бассейна: количества атмосферных осадков и величины речного стока, с одной стороны, потери воды на испарение – с другой [6]. Необходимо при этом учитывать, что кроме подъема уровня, интенсивная антропогенная деятельность – другой фактор, который способствовал активным изменениям в береговой зоне Каспийского моря в течение последних десятилетий.

В историческое время Каспийское море имело уровень более низкий, чем Мировой океан. С момента начала инструментальных наблюдений (с 1837 г.) за уровнем моря амплитуда его колебаний составила 4 м - от «-25.3 м» (по отношению к 0 глубин Мирового океана) в 80-х гг. прошлого столетия до «-29 м» в 1977 г.

В нашем столетии уровень Каспийского моря существенно изменялся дважды. В 1929 г. он стоял на отметке около «-26 м» и, поскольку он был близок к этой отметке в течение почти столетий, это положение уровня рассматривалось как среднепогодное или

вековое. В 1930 г. уровень стал стремительно снижаться (рис. 1). Уже к 1941 г. он понизился почти на 2 м. Это привело к обсыханию обширных прибрежных площадей дна. Понижение уровня при небольших его колебаниях (кратковременных незначительных подъемах уровня в 1946-1948 и 1956-1958 гг.) продолжалось до 1977 г. и достигло отметки «-29.02 м», т.е. уровень

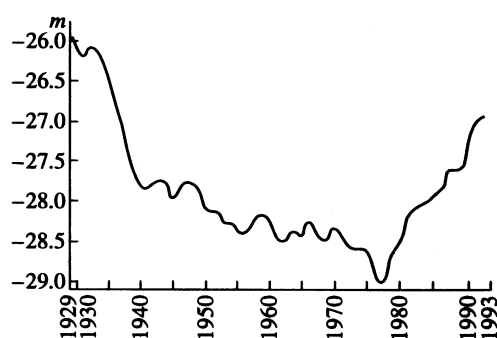


Рис 1. Изменение уровня Каспийского моря с 1929 до 1993 гг. по расчетам Р.В. Николаевой, выполненным на основе данных 4-х постов наблюдения за уровнем (в Баку, Махачкале, Форте Шевченко и Красноводске).

занял самое низкое положение за последние 200 лет.

В 1978 г. началось, вопреки большинству прогнозов, повышение уровня моря, и он поднялся к настоящему времени почти на 2.5 м. Скорость этого поднятия 15 см/год. Приращение уровня в отдельные годы было выше, и в 1991 г. достигло 39 см.

Быстрые изменения уровня оказывают большое влияние на динамику береговой зоны Каспия и накладывают отпечаток на всю народнохозяйственную деятельность прикаспийских государств. На Каспийском море как бы моделируются процессы влияния подъема уровня бассейна на природную обстановку окружающей суши. Изучение этих процессов очень важно в связи с тем, что прогнозируется быстрое повышение в ближайшие десятилетия уровня Мирового океана, связанное с общим потеплением климата Земли и проявлениями усиления «парникового эффекта».

Непосредственное влияние подъема уровня Каспия проявляется в затоплении низменных прибрежных территорий (например, обширных прибрежных низменностей в Калмыкии) и усилении абразионных процессов в береговой зоне [3,7].

В то же самое время в некоторых очень ограниченных прибрежных зонах имели место аккумуляция наносов и выдвигание береговой линии в сторону моря, несмотря на повышение уровня моря. Это происходит, когда объем поступающего осадочного материала превышает объем рыхлого материала, который затопливается в процессе повышения уровня бассейна. Согласно наблюдениям, подача тонкозернистого материала в сторону суши благодаря влиянию нагонов, наряду с влиянием морской травы, способствовала такой эволюции берега. Прослеживаемая блокирующая роль выходов коренных пород в виде гряд в условиях повышающегося уровня моря также содействует относительной стабильности таких аккумулятивных участков берега, но для этого необходимо наличие большого количества наносов.

Наблюдения на побережьях Каспийского моря в условиях нынешнего подъема уровня свидетельствуют о том, что изменения на побережье в большой степени зависят от величины уклона подводного берегового склона [5, 8, 12], и на отмелях побережьях установлено несколько типов эволюции берега. На наиболее отмелях побережьях (Северный Прикаспий, отчасти Красноводский залив) происходит пассивное затопление прибрежной суши без динамических изменений в береговой зоне, что показано на схеме (рис. 2а). Такие берега не подвергаются ощутимому волновому воздействию, поскольку волны расходуют значительную часть своей энергии на отмелем склоне еще до береговой линии. В условиях несколько больших уклонов дна на бывших осушенных берегах зона разрушения волн будет находиться на некотором расстоянии от берега. В этом случае вдольбереговой вал (а в конце концов – бар) развивается в прибойной зоне, отчленяя от моря лагуну.

Наиболее общий тип эволюции береговой зоны Каспийского моря при уклонах 0.005-0.01 - разрыв верхней части подводного берегового склона, связанный с волновой переработкой этой зоны и перемещением наносов в сторону береговой линии, где образуется прибрежный бар с отчленением лагуны (рис. 2б). Лагуна образуется в пределах пониженной суши за счет фильтрации через бар морской

воды и стока дождевых вод с суши. Образовавшаяся лагуна все более расширяется, несмотря на движение отчленяющего ее бара в сторону суши. Ее расширению и углублению способствует затопление суши и подъем зеркала грунтовых вод. Такой тип берега распространен на побережьях Дагестана и Азербайджана

Если за пляжевым валом (баром) суша гипсометрически выше уровня моря, то, естественно, не образуется и лагуна. Величины уклонов в этом случае несколько больше. Кроме размыва дна происходит переработка фронтальной части береговых аккумулятивных форм, переброс наносов в их тыловую часть, и береговой вал в результате этого смещается в сторону суши. Это еще один тип эволюции береговой зоны (рис. 2г).

При более крутых уклонах (свыше 0.01) зона размыва смещается еще выше по береговому профилю и в сторону суши, включая переднюю часть голоценовой и современных морских террас, как

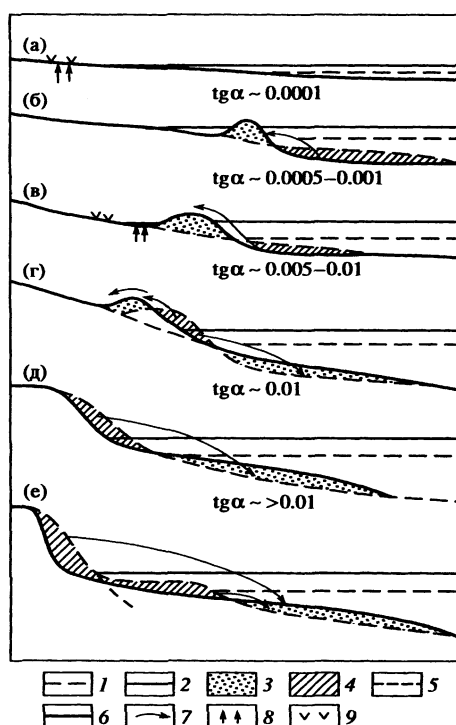


Рис 2. Схема развития трансгрессивных берегов Каспийского моря в зависимости от уклонов подводного берегового склона.

1 - регрессивный уровень моря; 2 - трансгрессивный уровень моря; 3 - аккумуляция наносов; 4 - эрозионная линза; 5 - прежний профиль береговой зоны; 6 - современный профиль береговой зоны; 7 - перемещение наносов; 8 - поднятие грунтовых вод; 9 - болота; (а)-(е) - см. текст.

показано на схеме (рис. 2д). В этом случае аккумуляция наносов в нижней части берегового профиля обусловлена размывом ее верхней

части, что полностью согласуется со схемой П. Брууна [9]. Последний профиль, как видно на схеме (рис. 2е), иллюстрирует характер эволюции абразионного берега, который был неактивным в регрессивный период благодаря образованию аккумулятивной террасы или широкого бенча. При поднятии уровня материал террасы перерабатывается и оттягивается во внешнюю зону подводного склона, бенчи затопляются, и штормовые волны начинают достигать подножий клифов и размывать их.

Представляется, что для решения проблем, связанных с дальнейшей эволюцией Каспийского моря, необходимо использовать данные, относящиеся к исследованию развития побережий Мирового океана в течение неравномерной голоценовой трансгрессии, например, Азово-Черноморского бассейна. При изучении этого района была показана возможность различать три возможных пути развития песчаных отмелей побережий в условиях повышающегося уровня моря или относительного погружения побережья [1, 2, 10, 11]. Эволюция береговой зоны, как показывают исследования, зависит не только от уклонов дна, но и от скорости повышения уровня моря.

В ходе быстрого повышения уровня бассейна перестройка профиля путем приспособления действия гидродинамических факторов к условиям изменения глубин, тем самым обеспечивающая возможность перемещения наносов в сторону суши на профилях подводного склона с малыми уклонами, «не успевает» за процессом затопления суши (с увеличением глубин). По этой причине отмечается быстрое затопление прибрежных аккумулятивных образований и приморской территории суши (рис. 3а).

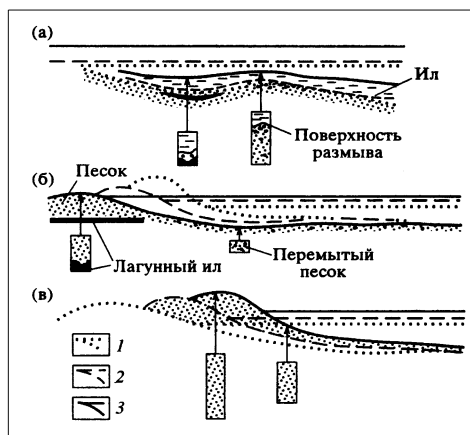


Рис. 3. Процессы изменения рельефа и состава отложений в условиях последовательного повышения уровня моря:

(а) – затопление аккумулятивной формы (бара) с ее захоронением тонкозернистыми осадками и приморской территории суши; (б) – размыв дна и берега, сопровождающийся отступанием береговой линии; (в) – длительная аккумуляция наносов и устойчивое нарастание берега. 1, 2, 3 – положение уровня моря и профиля на трех стадиях последовательного подъема уровня бассейна.

В условиях достаточно быстрого повышения уровня (а иногда и при его замедлении в общем истощении запасов наносов) объем поступающего наносного материала не компенсирует объема наносов, которые размываются во время затопления. В результате происходит существенный размыв отложений на берегу и на подводном склоне, сопровождающийся отступанием береговой линии (рис. 3б). При медленном повышении уровня моря в достаточных запасах наносов в береговой зоне характерны длительная аккумуляция наносов и продолжительное нарастание береговой полосы (рис. 3в). Это имеет место, когда объем поступающего к урезу рыхлого материала превышает объем материала, который затопливается, и это обуславливается интенсивным перемещением наносов в сторону берега в ходе перестройки подводного берегового склона.

Предполагая эти пути эволюции, вслед за Зенковичем [4] делается предположение, что на отмелях берегах в ходе перестройки подводного берегового склона на фоне подъема уровня моря также происходит перемещение наносов в сторону суши, что доказывается вышеприведенным материалом, относящимся к современным побережьям Каспийского моря, хотя в зарубежной литературе широко распространено мнение, что в соответствии с «правилом Бруна» наносы, которые размываются в верхней части профиля прибрежной полосы дна, перемещаются только в сторону открытого моря и их аккумуляция происходит только в нижней части этого профиля.

В целом характер изменений рельефа в условиях повышения уровня водного бассейна обуславливается его скоростью, уклоном дна, характером динамики среды рельефообразования (или действием гидродинамических факторов) и количеством наносного материала (его местными запасами и условиями его пополнения). Это зависит от сравнительной роли процесса увеличения глубин и количества прибрежных наносов.

Современные скорости повышения уровня Каспия очень высоки, и по этой причине практически на всех побережьях эволюция соответствует первому или второму охарактеризованному выше типам, поскольку результаты процесса быстрого затопления прибрежной суши явно превосходят последствия перестройки профиля подводного склона, сопровождающейся перемещением наносов в сторону уреза, несмотря на обилие рыхлого материала на многих береговых участках.

Однако в будущем, если будет отмечаться замедление хода уровня Каспийского моря, должен иметь место третий тип эволюции, характеризующийся выдвижением берега в сторону открытого моря, что особенно важно для развития хозяйства. Принимая во внимание прогнозируемые величины скоростей повышения уровня Мирового океана, обусловленные проявлением «парникового эффекта», в среднем несколько сантиметров в год и скорости изменения уровня океана в ходе голоценовой трансгрессии, можно полагать, что в различных частях Мирового океана эволюция отмелей побережий будет идти по второму или третьему вышеописанным

типам.

Прогноз же развития в основном должен базироваться на оценке баланса наносов в конкретной прибрежной зоне. Это необходимо учитывать при перспективном планировании хозяйственной деятельности на побережьях. При этом необходимо подчеркнуть, что основные трудности в решении проблемы разработки концепции мер берегозащиты в северо-западном районе Каспийского моря, относящиеся к Российской Федерации, связаны с отсутствием реального прогноза дальнейших изменений уровня Каспия, поскольку в настоящее время к сожалению не выявлены основные реальные причины непрогнозирувшегося резкого изменения направления хода уровня в 1978 г. (естественного и антропогенного характера).

Прогноз же будущего положения уровня, несомненно, должен базироваться на выяснении всех основных причин коренных изменений в водном балансе Каспия, что произошло в поздних 70-х гг. Знание закономерностей изменения его уровня предопределяет правильность выбора системы берегозащиты, поэтому решение этого вопроса является неотложной задачей ученых и специалистов разного профиля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дологов Ю.С. Развитие отмелого берега при разном темпе его относительного погружения // Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971. С. 16-20.
2. Дологов Ю.С. О возможных типах эволюции в связи с ожидаемым повышением уровня Мирового океана вследствие "парникового эффекта" // Проблемы развития морских берегов. М.: Ин-т океанол АН СССР, 1989. С. 91-97.
3. Жиндарев Л.А., Космынин В.С., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Влияние повышения уровня Каспийского моря последних лет на динамику его аккумулятивных берегов // Теоретические проблемы развития морских берегов. М.: Наука, 1989. С. 109-114.
4. Зенкович В.П. Некоторые закономерности развития берега Западной Камчатки // Тр. Океанограф. Комиссии АН СССР. 1956. Т. 1. С. 50-62.
5. Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов // Геоморфология. 1992. №1. С. 12-21.
6. Клинге Р.К. Прогнозные оценки изменения уровня Каспия // Мелиорация и водное хозяйство. 1994. № 1. С. 10-12.
7. Леонтьев О.К. Проблемы уровня Каспия и устойчивости каспийских берегов // Вестник МГУ. 1988. Сер. V. Географ. № 1. С. 14-20.
8. Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестник МГУ. 1988. Сер. V. Географ. № 2. С. 47-51.
9. Bruun P. Sea-level rise as a cause of shore erosion // J. Waterways and Harbours Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engineering. 1962. V. 88. № WW1. P. 24-39.
10. Dolotov Yu. Possible types of coastal evolution associated with the expected rise of the world sea-level caused by the greenhouse effect // J. Coast Res. 1992. V. 8. № 3. P. 719-726.
11. Dolotov Yu. On coastal relief change conditioned by sea level oscillations and its influence to economic activity (on example of the Caspian Sea). BORDOMER 95. Abstracts of oral presentations. Bordeaux: UNESCO, 1995.
12. Ignatov Ye.J., Kaplin P.A., Lukyanova S.A., Solovieva G.D. Evolution of the Caspian Sea coasts under conditions of the sea-level rise: model for coastal changer under increasing "greenhouse effect" // J. Coast Res. 1993. V. 9. №1. P. 104-111.

XI. Современная динамика и защита морских берегов

ЗАЩИТА МОРСКИХ БЕРЕГОВ ОТ РАЗМЫВА

Каплин П.А., Никифоров Л.Г.

Морские берега — особый природный объект, развитие которого происходит под воздействием морских и «сухопутных» процессов. Это зона взаимодействия нескольких сфер нашей планеты: литосферы, гидросферы, атмосферы, биосферы. Пожалуй, другого такого «притягательного» для человека объекта на Земле нет. Недаром около 30% всего населения земного шара живет на морских и океанских берегах. Именно здесь располагаются значительные промышленные объекты, а сам берег имеет исключительное значение для отдыха. Однако в последние десятилетия в связи с возросшим антропогенным воздействием берега все чаще разрушаются и размываются, и потому проблема их защиты становится все более острой.

В начале 1981 г. в нашей стране в Грузинской ССР появилась уникальная природоохранная и производственная организация, получившая название «Грузморберегозащита». В ее задачу, наряду с исследованиями процессов, происходящих в береговой зоне, входит и проведение всех мероприятий, защищающих берега от разрушения. За три года существования этой организации удалось сделать немало, но еще больше предстоит сделать. Программа предстоящей работы основана на научных изысканиях, проводившихся на берегах Черного моря не одно десятилетие.

Процессы, создающие пляжи

Главный процесс, определяющий своеобразие береговой зоны, — процесс трансформации и рассеивания механической энергии морских волн при их взаимодействии с сушей. Важную роль в этом взаимодействии играют уклоны подводной части берега и количество обломочного материала (песка, гальки), находящегося в береговой зоне и подвергающегося перемещению волнами. Волновое воздействие, уклоны дна и баланс обломочного материала — вот основные факторы современной динамики береговой зоны. Они определяют развитие береговой зоны по абразионному или аккумулятивному циклу, т.е., проще говоря, обуславливают, будет ли берег разрушаться или намываться.

Волны в береговой зоне обладают огромной энергией. Удары океанской волны о вертикальную стенку создают давление до 70

т/м²; у нас на Черном море гидротехнические сооружения строятся с расчетом удара волны 11 т/м². Во время штормов волны, обрушиваясь на берег, уничтожают сотни гектаров плодородных земель, поселки, предприятия, отдельные здания, дороги и т. д.

Энергия волн может непосредственно до берегового откоса не доходить, а расходоваться при разбивании волны на мелководье. Кроме того, энергия волн расходуется на перемещение обломочного материала. В таких случаях волны производят созидательную работу, намывают пляжи, косы, пересыпи, могут постепенно создавать обширные прибрежные равнины.

Процесс формирования намывной суши, и прежде всего пляжей, зависит не только от волнового воздействия, но и от количества обломочного материала в береговой зоне. При малом количестве наносов пляжи эфемерны, узки, и при сильных штормах их материал может полностью уноситься волнами на дно или на соседние участки берега. При значительных объемах наносов, при постоянном их пополнении песком и галькой, пляжи становятся устойчивыми образованиями, способными устоять под любым натиском волн. На широких устойчивых пляжах происходит полное гашение энергии волн и размыва берега не происходит. Следовательно, пляжи не только и даже не столько рекреационный объект, а главным образом защитники берегов от разрушения. Пляжи обычно слагаются самыми крупными наносами, далее в сторону моря на подводном склоне располагаются все более мелкие частицы осадков. Состав наносов зависит от крутизны подводного склона. Если подводный склон пологий, то пляж обычно бывает песчаным, если крутой — галечным. Фракцию наносов, образующую пляж, составляют галька, песок или галька и песок, хотя в береговую зону попадает кроме того и ил.

Откуда берутся пляжи? Обломочный материал выносят реки. Песок и галька остаются в береговой зоне, а илистые частицы уносятся далеко в море. Еще один источник поступления наносов — разрушающиеся береговые обрывы. Слагающая их порода при размывании размельчается, и обломки ее падают к урезу моря и подхватываются волнами. Под воздействием волн, подходящих под углом к береговой линии, наносы способны перемещаться вдоль берега на многие километры от участков размыва или от устья рек к участкам, где условия благоприятны для отложения — аккумуляции обломочного материала.

При устойчивых в среднем за год штормах одного и того же румба обломочный материал перемещается в одном направлении, а отлагается чаще всего на участках, где резко меняется ориентировка береговой линии и, следовательно, меняется угол подхода волн. Устойчивое многолетнее движение наносов вдоль берега получило в науке о морских берегах название вдольберегового потока наносов. Основные параметры этого потока — емкость, т. е. способность волн перемещать определенный объем наносов; мощность, которая

определяется реальным количеством движущегося обломочного материала; и насыщенность, под которой понимается степень соответствия между мощностью и емкостью.

В том случае, когда направление и угол подхода к берегу волн меняется от шторма к шторму, от сезона к сезону обломочный материал может мигрировать вдоль берега то в одном, то в другом направлении, и вслед за этими миграциями могут смещаться участки размыва и аккумуляций. Миграции, так же как и потоки наносов, могут охватывать десятки километров берега. Обычно границами районов миграции наносов служат далеко выдающиеся в море мысы, обрывы которых спускаются на большие глубины.

Вдольбереговые перемещения и миграции наносов как бы связывают между собой разные участки берега. Возникают природные береговые системы, существование которых поддерживается объемом подступающих наносов, направлением волн и конфигурацией берега. Совершенно очевидно, что при изучении динамики берегов необходимо рассматривать в целом всю систему — от источников поступления наносов до мест их накопления, т. е. на всем протяжении вдольберегового перемещения наносов, или всю зону миграции обломочного материала.

Если не происходит каких-либо значительных природных событий и, главное, если в природный процесс не вмешивается человек, то на берегу через некоторое время, как правило, устанавливается саморегулирующаяся природная система относительного равновесия. Однако равновесие постоянно нарушается. В морях и океанах колеблется уровень, меняется твердый сток рек, происходят тектонические подвижки прибрежной суши и т. п. Большие изменения в береговые системы вносит хозяйственная деятельность человека. Строятся морские порты и гавани, создаются подходные каналы, сооружаются электростанции, производится добыча полезных ископаемых и т. д. Нерациональное и неразумное вмешательство человека в береговые процессы часто ведет к непредвиденным последствиям. Подобное положение сложилось в нашей стране на берегах Грузии.

Почему разрушаются пляжи?

Из 312 км общей протяженности берегов Грузии 220 км (рис. 1) еще недавно подвергались разрушению*. В районах Гагры, Пицунды, Поти, Кобулети, Адлии скорость размыва берега достигала 3 м/год, в районе устья канала ИнгуриГЭС — 16 м/год, на участке

* Здесь и далее приводятся данные из кн.: Фотоматериалы, отражающие современное состояние береговой зоны Черного моря в пределах размываемого 220-километрового участка побережья Грузинской ССР. Тбилиси, 1983.

Галидега — Анаклиа — 5 м/год и т. д. За последние 20 лет в пределах курорта Гагра смыто более 2 млн м³ рыхлой породы, что вызвало размыв около 50 га площади суши, в Очамчире размыв 80 га, в районе Поти — 280 га.

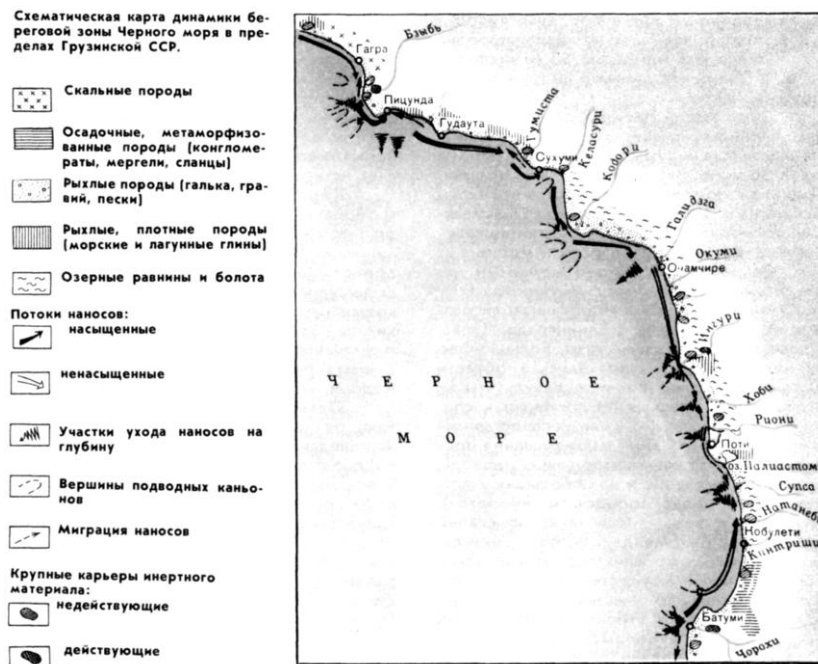


Рис. 1. Побережье Грузии

Сильнейший размыв наблюдается на протяжении 40 км берега Колхидской низменности, где ведутся значительные работы по осушению заболоченных территорий. Причиной этого размыва является перекрытие русла р. Ингури плотиной ГЭС, вызвавшей полное прекращение выноса пляжеобразующих наносов этой реки к морю.

За последние 20 лет научными исследованиями черноморских берегов Грузии занималось более 40 организаций разных ведомств Москвы, Ленинграда, Киева, Одессы, Сочи, Тбилиси и др. Большинство из них не специализировались в области динамики морских берегов. Результаты их исследований, разных по профилю и специализации, зачастую были несопоставимы и противоречивы. Полевые изыскания проводились в летние нештормовые периоды по разной методике и на небольших участках (в пределах городов и курортов). Основные выводы после таких изысканий сводились к рекомендациям по строительству различных морских гидротехнических соору-

жений (бетонных стенок, волноломов, бун) на небольших участках. Такие сооружения интенсивно строились различными организациями и ведомствами. Железнодорожники укрепляли отдельные участки дороги, портовики — районы портовых сооружений, курорты защищали только свои территории. Однако, несмотря на ежегодное осуществление мероприятий по укреплению берега, протяженность размываемых берегов Грузии неуклонно возрастала: в 1961 г. разрушилось 155 км береговой полосы, в 1972 — 183 км; в 1981 — 220 км. Парадоксально, но факт: самое худшее положение сложилось на тех участках, где берега укреплялись больше и дольше.

В чем причина такого положения? В пределах черноморского побережья Грузинской ССР, как ни на одном другом побережье СССР, определяющее влияние на динамику береговой зоны оказывает баланс песчано-галечных наносов, выносимых реками в море. Здесь наносы строго сортированы. Песок обычно локализуется в зоне от глубины 15—20 м до подножья пляжа. Пляжи в основном галечные, редко — песчано-галечные. Для большинства районов побережья характерны потоки наносов и значительные миграции обломочного материала. Основное перемещение наносов происходит в юго-восточном и южном направлениях. Потоки наносов и миграции обломочного материала локализуются в пределах нескольких замкнутых или полужамкнутых природных систем. Песчано-галечный материал при существующих уклонах дна почти не уходит на глубину, и его естественная убыль происходит лишь за счет истирания.

В прошлом поступление обломочного материала из рек Западной Грузии было достаточным, потоки наносов были насыщенными, и вдоль почти всего побережья происходила аккумуляция песка и гальки, выдвигание суши в море. За историческое время наносами заполнился бывший Колхидский залив, образовались крупные аккумулятивные выступы — мыс Пицунда, выступы в районе Сухуми, близ устьев рек Кодори и Чорохи в районе Батуми.

Однако в последние десятилетия картина резко изменилась. Бюджет наносов нарушился, и энергия волн, ранее полностью распределявшаяся на перемещение и аккумуляцию песчано-галечных наносов, стала расходоваться на размыв берега. При этом с полной определенностью можно сказать, что волны Черного моря в береговой зоне не стали более мощными, чем ранее. Дело в другом: в береговой зоне стало меньше обломочного материала. Причина этого явления — хозяйственная деятельность человека. В связи с интенсивным строительством в долинах рек Ингури, Ладжапури, Гумати, Варцixe, Гумисты и др. плотин гидроэлектростанций, а также ирригационными мероприятиями, разбором воды на водоснабжение предприятиями и населенными пунктами резко уменьшились объемы песчано-галечных наносов, ежегодно доставляемых реками Черноморского бассейна в береговую зону. Кроме того, на строительст-

во прибрежных городов, курортов, дорог в течение 1940—1970 гг. из береговой зоны и дельтовых участков рек было изъято 30 млн м³ песка и гальки.

Большой ущерб береговой зоне Грузии наносит строительство выдвинутых в море молов и других портовых сооружений. Выдвинутые в море гидротехнические сооружения перегораживают потоки наносов. Наносы,двигающиеся по пляжу в одном направлении, не могут обойти такие сооружения и поэтому аккумулируются в наветренной стороне молов, что приводит к наращиванию берега, уменьшению глубин у входа в порт (что также нежелательно). С другой стороны от портового сооружения, так сказать, вниз по ходу потока, возникает дефицит обломочного материала, и происходит размыв пляжа и коренного берега. Такие размывы называют «низовыми».

После строительства мола Потийского морского порта южнее него довольно быстро была размывта 900-метровая полоса суши. Южнее Очамчирского порта срезана 350-метровая полоса побережья.

Естественно, что подобные размываемые территории стремятся укреплять прежде всего бетонными стенками и бунами. Однако даже если удастся укрепить какой-либо конкретный небольшой участок, размыв возобновляется в новом месте вниз по ходу потока наносов. Как правило, в зонах действия вдольберегового перемещения наносов гидротехнические сооружения вызывают интенсивные низовые размывы и в целом не предохраняют берег от размыва. Опыт показывает, что «латание» берега на отдельных участках не спасает положения. Необходим комплекс продуманных мероприятий в пределах, по крайней мере, целых природных береговых систем.

Отдельные сооружения, укрепляющие берег на Черном море, обычно недолговечны. Дело в том, что в условиях дефицита наносов при волновом воздействии происходит отступление не только надводной части берега, но и его подводного склона с глубины 15—20 м. Следовательно, поверхностные, так называемые незаглубленные, сооружения быстро подмываются и опрокидываются, захламывая пляж. Так, в районе г. Поти перед систематически надстраиваемой «укрепляющей» берег бермой дно углубилось до 2—3 м. Ранее такие глубины отстояли от берега на 200 — 300 м. Дно стало более глубоким до отметки 15 м. Увеличение уклонов подводного склона приводит к резкому возрастанию волнового воздействия на береговой откос. Деформация или разрушение берегоукрепительных сооружений часто происходит внезапно, при волнах средней силы (5 — 6 баллов).

Сказанное выше не означает, что гидротехнические сооружения совершенно не нужны и вредны. Успехи морской гидротехники несомненны, и инженеры-гидротехники предложили для защиты берегов немало замечательных конструкций, которые прекрасно защищают берег в различных районах, например в Крыму. Но все дело

в том, что эти конструкции следует использовать с учетом конкретной природной обстановки, применяясь к ней, но не вопреки ей. К сожалению, огромные возможности инженерных решений всех вопросов породили иллюзию, будто с природными процессами можно не считаться, можно их подавить бетоном и железом.

Строительство сооружений, укрепляющих берег, должно вписываться в рамки общих мероприятий по охране и рациональному использованию побережий. Необходимо, чтобы эти мероприятия полностью охватывали береговую зону в пределах отдельных природных систем, а возможно, и в пределах больших прибрежных регионов, таких как Западная Грузия.

Положение, сложившееся в береговой зоне грузинского побережья, требовало незамедлительного принятия мер и внедрения единой научно обоснованной, лишенной ведомственной разобщенности программы развития исследований и работ по регулированию берегов Кавказского региона Черного моря. Вот почему ЦК Коммунистической партии Грузии и Совет Министров Грузинской ССР на базе действующих в разных ведомствах мелких подразделений создали первое в нашей стране природоохранное научно-производственное объединение (НПО) «Грузморберегозащита».

Уникальная природоведческая организация

«Грузморберегозащита» не только исследует закономерности природной среды, наблюдает за ней, моделирует, выдает практические принципиальные решения, но и заказывает, финансирует, осуществляет надзор, т.е. принимает и контролирует ход проектно-исследовательских и строительно-ремонтных работ, выполняемых по ее техническому заданию. Руководство и аппарат центрального научного подразделения, одновременно являющегося руководством и аппаратом всего НПО, совмещают функции научно-исследовательского института и министерства (или главка), осуществляют всю систему планирования и отчетности.

«Грузморберегозащита» освобождена от ведомственных рамок — она подчиняется непосредственно Совету Министров республики. Пока финансовая деятельность объединения осуществляется за счет средств, выделяемых республикой. В дальнейшем все мероприятия должны проводиться на основании долевого участия в затратах заинтересованных министерств и ведомств, союзных предприятий, имеющих в трехкилометровой береговой полосе объекты курортно-оздоровительного, производственного и культурного назначения.

Два строительных подразделения, подведомственные НПО, дислоцированы соответственно в Гульрипшском, Кобулетском, Сухумском, Батумском, Гагрском и Потийском районах. На шесть региональных лабораторий режимных исследований научного подразделения НПО, расположенных в разных точках побережья, возложе-

на ответственность за состояние отдельных закрепленных за ними пригородных регионов. Ими проводятся постоянные режимные наблюдения за береговой зоной. Меньшая часть научных работников занимается обобщением результатов работ периферийных лабораторий, усовершенствованием средств производства работ, тесно сотрудничает с научно-исследовательскими институтами и кафедрами вузов смежных профилей. Они, а также аппарат НПО, в хозяйственном отношении функционально связанный с республиканскими органами, дислоцированы в Тбилиси. Так исключена вторая «болезнь», называемая местничеством.

Таким образом, впервые в СССР создана природоохранная организация, которая объединяет производственную (строительство гидротехнических сооружений, карьеров и т. п.), проектную и научную части. При этом наука играет главенствующую роль, т. е. в результате научных исследований выявляются закономерности развития природного объекта, определяются необходимые мероприятия и после их осуществления анализируются результаты. Исследования эти ведутся, прежде всего, географами, геоморфологами, океанологами, гидрологами, геофизиками.

За неполные три года существования «Грузморберегозащиты» достигнуты существенные результаты в деле защиты берегов от размыва. В сентябре 1983 г. объединение информировало о своих планах и проделанной работе состоявшееся в Гагре выездное заседание Республиканского координационного совета по науке и научно-техническому прогрессу. На этом заседании выступил бывший первый секретарь ЦК Коммунистической партии Грузии товарищ Э.А. Шеварднадзе, в большой речи которого была дана не только высокая оценка деятельности НПО «Грузморберегозащита», но и высказаны чрезвычайно интересные и важные мысли об организации охраны и рационального использования природы. Поэтому мы считаем необходимым процитировать некоторые положения из этой речи. Э.А. Шеварднадзе, в частности, сказал: «Одна из главных причин интенсивного размыва черноморских берегов — непродуманная активная хозяйственная деятельность...

Не секрет, что все послевоенное строительство городов, курортов, черноморской железной дороги, автомагистралей и т. п. велось по существу за счет дешевого морского балласта. А ведь, как теперь подсчитано, каждые 150 — 200 тысяч кубометров балласта равнозначны одному километру широкого волногасящего пляжа.

Погоня за подобной сиюминутной, так сказать, экономией может просто погубить нас, товарищи. Надо уметь исходить из государственных интересов, из реальной, а не мнимой дешевизны».

Э.А. Шеварднадзе резко осудил практику урезания расходов на природоохранные мероприятия при проектировании и строительстве портов, гидроузлов, ирригационных систем, водохранилищ и т.п. — всего «что лежит за пределами ограниченного ведомственного

кругозора. Узкий ведомственный подход — вторая причина, мешающая предотвращению размыва берегов Черного моря, препятствующая проведению комплексных мероприятий, без которых не может быть обеспечен должный эффект», — сказал далее Э.А. Шеварднадзе.

Примером такого узковедомственного подхода является строительство ИнгуриГЭС. Проектировщикам ГЭС вменено в обязанность исследовать размеры возможного вредного воздействия строительства на окружающую среду и разработать мероприятия, в том числе и по защите морского берега. Однако, хотя станция уже построена, проектно-сметной документации по защите прибрежных территорий на 40 километровом участке Гудава — Анаклия — Хоби до сих пор нет. Этот участок питался наносами, выносимыми р. Ингури, и в настоящее время из-за резкого сокращения твердого стока ежегодно теряет 10 — 12 гектаров плодороднейшей земли.

«Здесь пора сказать и о третьей весьма существенной причине, снижающей эффективность мероприятий по защите черноморских берегов», — отметил Э.А. Шеварднадзе, — о так называемом неспециализированном технократстве... Технократство проявлялось и в том, что вплоть до 1981 г. головными организациями, фактически определяющими политику в области защиты морских берегов, являлись учреждения не природоохранного, а инженерного профиля. Многие из них вообще по своей специализации были далеки от этих проблем и в лучшем случае усматривали их решение в унификации и модификации различных морских гидротехнических, сооружений».

После 1981 г. начался принципиально новый этап в работе по защите черноморского побережья от размыва, а возможно, и во всей нашей природоохранной деятельности. Новая организация НПО «Грузморберегозащита» в основу своей деятельности положила выполнение задачи по восстановлению саморегулирования взаимодействия моря и суши. Эта задача может быть достигнута путем искусственного сбалансирования приходной и расходной частей бюджета береговых наносов и резкого сокращения объемов строительства берегоукрепительных сооружений. «Создание первого в стране научно-производственного объединения по охране берегов черноморского побережья», — отметил Э. А. Шеварднадзе, — это и своего рода управленческий эксперимент в области защиты природной среды. Он позволяет одновременно сочетать отраслевые и территориальные интересы и интересы науки и производства...

Более того, это, можно сказать, первый прецедент такого партнерства науки с производством, при котором наука и морально, и материально, и административно руководит производством, диктует ему свои условия, что, конечно, закономерно. Наука в этом случае особенно убедительно проявляет себя как непосредственная производительная сила. Нельзя не отметить и еще один очень важ-

ный момент: впервые главенствующая роль в решении задач, связанных с охраной природы, отдана организации природоведческого профиля. Именно природоведческие научные подразделения, внедряя достижения смежных, а также инженерных наук, должны возглавлять политику природоохраны и природопользования».

В выступлении Э. А. Шеварднадзе было показано, что опыт организации НПО «Грузморберегозащита» следует использовать и в других направлениях, например, таких как охрана и реставрация памятников культуры и природы, использование богатейших минеральных и лечебных ресурсов Грузии и т. п. Каковы же достижения новой политики охраны берегов на черноморском побережье?

Успехи новой программы

На основе исследований закономерностей динамики береговой зоны, проводившихся многие годы различными научными организациями, а также благодаря собственным дополнительным изысканиям НПО «Грузморберегозащита» разработано долговременную программу полного восстановления и дальнейшей защиты побережья от размыва. По этой программе к 2000 г. необходимо осуществить комплекс крупных мероприятий общей стоимостью 276 млн. руб. Определена рациональная очередность этих мероприятий. Основной принцип, заложенный в программу, — максимальное использование природных процессов, обуславливающих саморегулирование и самозащиту природных систем. Вместо строительства дорогостоящих гидротехнических сооружений, нарушающих природные связи, — помощь природе в восстановлении и сохранении этих связей.

Программой предлагается на определенные участки побережья завести около 30 млн м³ песка и гальки, т. е. вернуть на пляжи обломочный материал, который был изъят с 1940 по 1970 г. В 1983—1985 гг. в береговую зону будет загружено 7 млн м³ материала, образующего пляж, что исключит к концу текущей пятилетки возможность возникновения аварийных ситуаций в районах локализации важных народнохозяйственных объектов.

Таким образом, предлагается создать искусственные волногасящие пляжи, регулировать режим береговой зоны, влияя на объемы находящихся в движении наносов. В начале статьи говорилось, что развитие береговой зоны определяется тремя факторами — энергетическим воздействием волн, уклонами подводного берегового склона и бюджетом наносов. Первые два фактора регулировать невозможно или почти невозможно, последний подвластен человеку. Если реки сократили вынос твердого стока в береговую зону, то обломочный материал может поставляться искусственно.

На побережье достаточно карьеров, где законсервирован обломочный материал, вынесенный реками в отдаленные геологические эпохи. Карьеры расположены далеко от береговой зоны и реч-

ных устьев и не влияют на современные геоморфологические процессы. Из них можно брать значительные объемы песчано-галечного материала и доставлять к берегу.

Совершенно нет необходимости разбрасывать этот материал по всему пляжу. Его следует разгружать в точках, где вдольбереговые потоки не насыщены и расположены ближе всего к источникам поступления материала. При штормах волны распределяют наносы и строят пляж по всему протяжению потока. Естественно, что при осуществлении этих мероприятий важно знать, в какие точки и сколько сгружать материала.

На первый взгляд, все это просто и само собой разумеется. Однако выработке программы и новой политики укрепления берегов предшествовали многие годы научно-исследовательской работы. Еще в довоенное время берега Черного моря начал исследовать известный географ В.П. Зенкович. Он первым выявил зоны потоков наносов на побережье, границы природных систем, общие закономерности динамики береговой зоны. Процессы трансформации волн, твердый сток рек, строение и динамика подводного склона, точный баланс наносов на отдельных участках и в целом на побережье и многие другие вопросы изучались в течение десятилетий специалистами Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Института географии АН СССР, географического факультета Московского государственного университета, Института географии им. Вахушти АН ГрузССР, Тбилисского государственного университета, различных геологических управлений и др. НПО «Грузморберегозащита» впитало в себя опыт всех этих организаций, взяло на вооружение все полученные результаты.

Уже с 1982 г. НПО «Грузморберегозащита» приступило к осуществлению работ по новой методике. На берег в районе Гагра — Пицунда было завезено 510 тыс. м³ материала, образующего пляж. Несколько штормов в период 1982 — 1983 гг. распределили наносы вдоль берега, и сформировавшийся пляж не только защитил аварийные участки, но и резко улучшил состояние всего 22-километрового берега — от северной окраины Гагры до Пицундской сосновой рощи.

Изменения, произошедшие на защищенном участке, хорошо иллюстрируются повторными фотографиями, воспроизводимыми в этой статье (рис. 2-5). После осуществления мероприятий в районе Гагры на участках, где пляжа не было, он восстановился. Сейчас пляж против пос. Старая Гагра достигает 35 м, у пансионата «Энергетик» — 40 м, близ устья р. Бзыбь — 70 м. Следует заметить, что эти пляжи будут нарастать, так как не весь засыпанный материал еще «освоен» волнами и перераспределен вдоль берега.

Подобные работы были произведены и на некоторых других участках, и всюду удалось ликвидировать аварийное состояние и намыт пляжи (районы от р. Гумиста до Сухумского мыса, от



Рис. 2. Северная окраина Гагры, район санатория «Украина». Снимок слева сделан 1 февраля 1982 г. Строительство бетонных берегоукрепляющих сооружений привело к низовому размыву на смежном участке. На снимке справа тот же участок 1 мая 1983 г. после отсыпки материала у мыса и осенне-зимних штормов сезона 1982/83 г., переместивших наносы к югу.

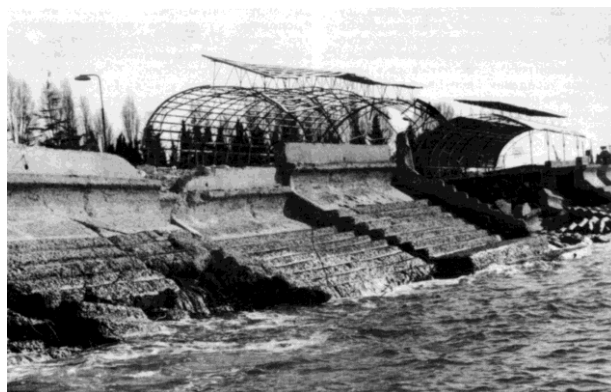


Рис. 3. Аварийное состояние берега, защищенного подпорной стенкой, в районе пансионата «Энергетик» (Гагра, январь, 1982 г).



Рис. 4. Тот же участок в июне 1983 г. после энергичных отсыпок песчано-галечного материала

р. Келасури до р. Маджарка). Интересное решение было предложено для ликвидации размыва берега к югу от Батуми. Береговая полоса питалась здесь наносами за счет твердого стока р. Чорохи. От устья этой реки на север к Батуми прослеживался вдольбереговой поток наносов. Однако сравнительно недавно твердый сток наносов стал перехватываться вершиной подводного каньона. Каньоны — глубокие, крутостенные долины, пересекающие шельф Черного моря на многих участках. Большинство из них не оказывают большого влияния на динамику берега. Но

иногда, все больше и больше врезаясь в дно, они своими вершинами достигают зоны, где перемещаются береговые наносы, и тогда последние по руслам каньонов безвозвратно уходят на большие глубины моря.

Чорохский каньон — один из таких каньонов. Для того чтобы избежать потерь наносов, нужно было как-то помешать их уходу в каньон. Было решено забирать обломочный материал из русла реки близ устья и перебрасывать его по трубопроводу на несколько километров к северу вне зоны влияния каньона. Там материал (около 150 тыс. м³) разгружается и поступает в береговую зону. Осуществив этот проект, НПО «Грузморберегозащита» восстановило поток наносов, идущих в сторону Батуми, — берег перестал размываться, пляжи стали нарастать.

Таким образом, постепенно восстанавливая режим береговой зоны в пределах отдельных природных систем-районов, НПО «Грузморберегозащита» планирует к концу столетия полностью ликвидировать на побережье размывы, создать повсюду широкие пляжи, а где необходимо — намыт новую сушу.



Рис. 5. Район устья р. Бзыбь, Пицундская сосновая роща. 1 декабря 1981 г. Здесь за 1976 – 1981 гг. была смыта 120-метровая полоса суши.



Рис. 6. Тот же участок. 1 мая 1983 г. после первого этапа мероприятий по отсыпке песчано-галечного материала.

После 2000 г. останется одна задача — сохранить постоянными расходную и приходную статьи бюджета наносов. Существовавший ранее объем выноса твердого стока рек восстановить невозможно, так как для этого пришлось бы разрушить все плотины на реках и уничтожить ирригационные сооружения. Необходимо будет восполнять потери, ежегодно искусственно подпитывая береговую зону пляжеобразующими наносами в объемах, ранее поступающих естественным путем и необходимых для сбалансирования статьи расхода и прихода наносов.

Эти объемы определяются периодическими режимными инструментальными исследованиями, производимыми после каждого шторма, сезона, года, и будут зависеть в основном от мощности паводков на реках, интенсивности волнения и наличия наносоградительных искусственных сооружений. Однако общий объем ежегодных подпиток для всего черноморского побережья Грузии, по расчетам НПО «Грузморберегозащита», не превысит 600—800 тыс. м³ и позволит почти полностью отказаться от гидротехнических сооружений.

Опыт защиты берегов Грузии от размыва заслуживает, как нам кажется, внимательного изучения. Конечно, природные условия на берегах Западного Черноморья, Балтики, Дальнего Востока несколько иные, и не все методы, применяемые в Грузии, могут быть использованы на других побережьях. Но дело не только и не столько в отдельных методах, сколько в общем подходе, в общих научных и организационных принципах решения проблем, связанных с охраной и рациональным использованием природы морских берегов нашей страны.

СОВРЕМЕННОЕ РАЗВИТИЕ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МИРОВОГО ОКЕАНА

Благодаря своей позиции между сушей и океаном берега — одна из самых динамичных природных зон. Здесь происходят постоянные преобразования форм рельефа и слагающих их рыхлых пород, береговая линия может достаточно быстро (за несколько лет) выдвигаться в сторону океана или, напротив, далеко отступить в сторону суши, и при этом будут размыты и снесены в море многие гектары земли, хозяйственные и жилые сооружения, дороги и др.

В настоящее время активный размыв берегов и вследствие этого отступление береговой линии даже на тех участках, где раньше происходило выдвижение суши, — одна из самых значительных глобальных тенденций. В течение нескольких последних десятилетий

произошло усиление размыва берегов, оно распространилось на многие прибрежные районы Мирового океана. Еще в 1972 г. на эту тенденцию обратила внимание Комиссия по береговым обстановкам Международного географического союза, которая предприняла специальные исследования феномена размыва берегов [6]. За полтора десятка лет Комиссия по всем побережьям мира собрала обширный материал, подтверждающий вывод о значительном усилении процесса размыва и отступления береговой линии прежде всего на аккумулятивных, т. е. ранее нараставших, берегах. По данным Комиссии, более 70% аккумулятивных берегов отступает в сторону суши со скоростью, превышающей 10 см/год, около 20% песчано-галечных берегов отступает более чем на 1 м в год.

В США атлантическое побережье, окаймленное огромными песчано-галечными барьерными островами, отступает в целом со скоростью 80 см/год, в Мексиканском заливе скорость отступления берега в среднем 1,2 м/год, а на тихоокеанском побережье, где на многих участках к океану выходят склоны, сложенные скальными породами, 0,5 см/год. На отдельных участках размыв берега приобретает катастрофические размеры. На м. Шоалуотер (тихоокеанское побережье США) ежегодно исчезает полоса суши шириной более 30 м, побережье штата Луизиана с 1970 г. сократилось на 300 квадратных миль, в Майами во время тайфуна 1926 г. размыв достиг 80 м за несколько часов. Общие убытки из-за размыва на атлантическом побережье достигают 3 млрд дол. в год. Интенсивное отступление береговой линии происходит в Аргентине (от 0,5 до 5 м/год), почти повсеместно в Голландии, Польше, размывы преобладают в береговой зоне Австралии и многих других стран.

Конечно, на всех континентах встречаются участки нарастания или стабильного состояния берега. Однако они немногочисленны и приурочены к устьям рек, выносящих в море большое количество наносов, или к участкам, сложенным очень прочными породами.

Значительный размыв происходит и на многих берегах СССР. Особенно ярко это проявляется на наиболее освоенных побережьях Балтийского, Черного, Азовского и Каспийского морей. На Балтийском море в пределах Калининградской области из 155 км общей длины побережья интенсивному разрушению подвержен берег протяженностью 80 км. Темп отступления береговой линии достигает 1,5 м/год. Особую тревогу вызывает сохранность Куршской косы — государственного заповедника с уникальными ландшафтами, редкой фауной и флорой. Берег косы испытывает интенсивный размыв со скоростью от 2 до 6 м в год. В результате на некоторых участках существует постоянная угроза прорыва при штормах морских вод через косу, отчленения ее в остров со всеми вытекающими отрицательными последствиями как для самой косы, так и для находящегося под ее защитой Куршского залива — уникального нерестилища

ценных пород рыб. Особенно сильно пострадала Куршская коса во время экстремального шторма в 1983 г., когда уровень Балтийского моря в результате нагона воды поднялся на 2 м. Общий материальный ущерб от разрушения побережья при этом шторме составил более десятка миллионов рублей.

На Балтийском побережье имеется еще целый ряд участков, находящихся в опасном состоянии. В частности, под угрозой сильного размыва находится участок берега в районе г. Сестрорецка. Эта угроза возникла в связи со строительством Ленинградской дамбы и изменением режима береговой зоны с внешней стороны этого гидротехнического сооружения.

Значительные разрушения берегов происходят в Черноморско-Азовском регионе. При общей протяженности побережья Крыма 705 км активно размывается 570, в том числе 71 км еще в недавнем прошлом относительно устойчивых аккумулятивных форм; Для азовского побережья Украины эти цифры составляют: общая протяженность берега 824 км, активно разрушается 484 км, в том числе 155 км из них — аккумулятивные формы. В Северном Приазовье за счет размыва берега ежегодно смывается в море 15–20 га высокоурожайных земель.

Разрушение берегов в Приазовье, да и во многих других районах, стимулируется бесконтрольной застройкой, заложением карьеров в самых опасных, динамически активных зонах, безграмотным, научно необоснованным строительством берегозащитных сооружений. Например, под угрозой размыва находятся неудачно расположенные постройки на косах Белосарайской, Бердянской, Бирючем Острове, Арабатской Стрелке и т. д. Стоимость 1 км существующей здесь курортной застройки с капитальными зданиями, оборудованием и коммуникациями составляет несколько миллионов рублей. Изъятие материала из тела Арабатской стрелки нанесло ущерб, оцениваемый в десятки миллионов рублей. При этом не учитывается экологический ущерб, который пока не поддается оценке.

В аварийном состоянии на многих участках находится побережье Черного моря в пределах Краснодарского края. В районе Адлера берег за последние 10 лет отступил на 15—20 м. На участке Туапсе—Сочи под постоянной угрозой смыва находится железная дорога на протяжении 100 км пути.

В связи с интенсивным развитием промышленности и строительством гидротехнических сооружений после 1950 г. антропогенное воздействие на береговую зону Каспийского моря в пределах Азербайджана резко усилилось. Крупные сооружения были построены на р. Куре (Мингечаурское и Варваринское водохранилища) и других реках. Твердый сток Куры снизился с 32 до 22 млн т в год. Среднегодовая скорость размыва дельты Куры в связи с этим достигла 10 м, неоднократно разрушалась шоссейная дорога, что привело к убыткам в миллионы рублей.

Интенсивно размывается берег к югу от г. Ленкорани, где разрушаются высоковольтные и телеграфные линии, многие здания. Вообще, изменения береговой зоны на Каспии в сильной степени влияют на экологическую обстановку, особенно в плане отрицательного влияния на рыбное хозяйство — наиболее прибыльную отрасль.

Обстановка на побережьях Дальнего Востока более благоприятна. Это связано не с тем, что они находятся в лучших природных условиях, а в силу относительного слабого их хозяйственного освоения. Однако и на Дальнем Востоке имеются огромные по протяжению участки берегов, подверженные сильному разрушению. Примером может служить хотя бы Западная Камчатка, где из-за сильного размыва пришлось свернуть многие рыбопромысловые хозяйства. Разрушаются многие прибрежные районы Сахалина, которые укрепляются, и чаще всего неудачно, местными организациями без научного обоснования и детального изучения процесса и природной обстановки. Нужно сказать, что для практики освоения побережья особенно характерно проведение научно не обоснованных «самодеятельных» мероприятий, наносящих непоправимый ущерб природной среде береговой зоны. Например, изъятия из береговой зоны Амурского залива сотни тысяч кубометров песка вызвали интенсивный размыв п-ова Песчаного.

Примеры, а их можно привести гораздо больше, показывают, что в стране не решена проблема защиты берегов от разрушения. Генеральные схемы берегозащиты разработаны для побережной зоны протяженностью всего 1913 км, в том числе 1100 км для Черного моря. По этим схемам стоимость первоочередных работ по морской берегозащите составляет более миллиарда рублей.

Таким образом, размыв берегов приобретает в последние десятилетия размеры глобального бедствия, отнимающего у человечества огромные материальные ресурсы, а иногда и человеческие жизни. Причин, обусловивших глобальный размыв береговых аккумулятивных форм, несколько. С одной стороны, повсеместное отступление береговой линии — закономерная стадия природного процесса развития береговой зоны, а с другой — следствие интенсивного освоения побережий человеком.

Для формирования рельефа и отложений современной береговой зоны решающее значение имело поднятие более чем на 100 м уровня Мирового океана в результате таяния материковых ледниковых щитов, покрывавших Северную Европу и Северную Америку 17—15 тыс. лет назад [3]. Таяние ледниковых покровов происходило достаточно быстро, и уровень океана поднимался со скоростью 9 м/тыс. лет. Однако 6—5 тыс. лет назад трансгрессия замедлилась, подъем уровня продолжался уже со скоростью около 1 м/тыс. лет и происходил в пределах современной береговой зоны, т. е. в диапазоне от –6 до +3 м от современного нуля глубин.

В начальный этап замедления скорости поднятия уровня океана в зону воздействия волн попали пространства прибрежных равнин с большим запасом рыхлого обломочного материала и неровным рельефом. Волны интенсивно перерабатывали рельеф и отложения, формируя профили подводных береговых склонов. При этом происходила сортировка обломочного материала и значительная часть его (песок, галька) выбрасывалась со дна на сушу, где в приурезовой полосе формировались береговые аккумулятивные формы различного типа. Именно в этот период были построены огромные аккумулятивные формы типа пересыпей, кос и барьерных островов атлантического побережья США, Сахалина, Чукотки, Мексики, сложные аккумулятивные формы и террасы аргентинского побережья, Западной Африки, дюнные массивы Восточной Австралии, Северного и Балтийского морей и др. Определения абсолютного возраста этих образований достоверно подтверждают, что они были сформированы 5—2 тыс. лет назад, т. е. в начальный этап замедления трансгрессии [4].

Что определяло создание на больших протяжениях побережий аккумулятивных форм? Главный процесс, обуславливающий своеобразие береговой зоны, — процесс трансформации и рассеивания механической энергии морских волн при их взаимодействии с суши. Важную роль в этом взаимодействии играют уклоны подводной части берега (которые могут меняться в процессе развития берега) и количество обломочного материала, находящегося в береговой зоне и подвергающегося перемещению волнами. Волновое воздействие, уклоны дна и баланс обломочного материала определяют развитие береговой зоны по абразионному или аккумулятивному циклу. 5—2 тыс. лет назад волны вступили во многих районах во взаимодействие с суши с небольшими уклонами поверхности и большими запасами обломочного материала. Поэтому берега нарастали за счет выбросов песка и гальки с мелководьев. Однако скорость подъема уровня океана в последнее столетие резко замедлилась, а запасы обломочного материала на дне истощились.

Дефицит наносов на подводном склоне у крупных аккумулятивных образований в настоящее время закономерен. При длительном поступлении наносов со дна происходит обеднение материнского субстрата поверхностных осадков шельфа теми фракциями обломочного материала, которые могут быть вынесены вверх по склону волнами и из которых строятся аккумулятивные формы. Остающиеся на дне осадки приходят в динамическое равновесие с условиями волнения при выработанном им уклоне подводного берегового склона.

В том случае, если при дефиците наносов происходит медленное относительное погружение суши (а оно, по футшточным данным, в настоящее время происходит со скоростью 1,5 мм/год на многих побережьях), в зону действия волн попадает мористая часть

аккумулятивных форм с более крутым уклоном, чем подводный склон. Крутые уклоны в приустьевой зоне обеспечивают подход к берегу более крупных, не потерявших свою энергию волн. В результате этого происходит размыв фронтальных частей аккумулятивных зон. При этом часть материала с фронтальной части формы перебрасывается в ее тыловую часть, а часть уходит на подводный склон, компенсируя увеличение глубин при поднятии уровня. В результате перераспределения материала, его перемещения с фронта аккумулятивной формы в ее тыл происходит общее смещение формы в сторону суши, наполнение ее на равнину или на дно лагуны за ней [2, 3].

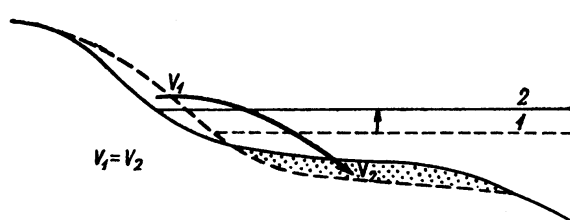


Рис. 1. Схема размыва аккумулятивного берега при повышении уровня моря (по П. Брууну). Показаны две стадии положения уровня (1 и 2) и соответственно профили берега при низком уровне (пунктирная линия) и после повышения уровня (сплошная линия), большая стрелка показывает перемещение размываемого материала (V_1) и его аккумуляцию (V_2) на подводном склоне.

верхней части склона и надводного участка аккумулятивной формы. Одновременно с размывом верхней части склона и отступанием уреза происходит аккумуляция материала и нарастание поверхности дна во внешней зоне подводного склона (рис. 1). При этом предполагается, что объемы материала размыва верхней части береговой зоны и материала, аккумуля-

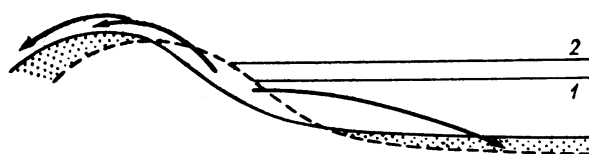


Рис. 2. Схема размыва и перемещения обломочного материала на аккумулятивных формах при поднятии уровня моря. Показаны две стадии положения уровня (1 и 2) и соответственно профили берега при низком уровне (пунктирная линия) и после повышения уровня (сплошная линия), большие стрелки показывают перемещение размываемого материала вниз и вверх по профилю.

В связи с тем, что поднятие уровня Мирового океана ведет к перестройке профиля береговой зоны и размыву суши, механизм этого процесса активно обсуждается в зарубежной литературе. Общепринята схема П. Брууна [7]. По этой схеме при поднятии уровня моря происходит размыв

еся, что объемы материала размыва верхней части береговой зоны и материала, аккумуля-

кумулятировавшегося во внешней части ее, равны. В принципе схема Брууна (такой механизм процесса размыва еще ра-

нее был проанализирован В.П. Зенковичем и его учениками) подтверждается и экспериментальными данными и натурными наблюдениями. Однако в схеме не учитывается то, что при размыве фронтального склона аккумулятивных образований часть обломочного материала перебрасывается волнами через аккумулятивную форму, и сама она смещается в сторону суши (рис. 2).

Такое смещение аккумулятивных форм подробно было изучено на Чукотке, Западной Камчатке, Сахалине (рис. 3). Схема Брууна, кроме того, не универсальна. На очень отмелых аккумулятивных

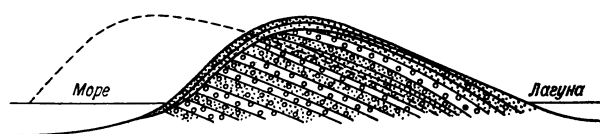


Рис. 3. Строение бара, отчленяющего лагуну на Чукотском полуострове. По слоистости отложений бара наглядно видно, что он был срезан со стороны моря и нарастал в сторону лагуны. Пунктиром показано положение мористого склона бара до его размыва.

берегах при поднятии уровня моря происходит затопление суши без размыва приурезовой части. Преобразования в этом случае могут происходить в нижней и средней частях

подводного склона и выражаться в процессе формирования подводных валов и эрозии между ними.

Питание аккумулятивных форм происходит не только за счет донных наносов. Многие аккумулятивные формы, широкие пляжи построены из обломочного материала, мигрирующего вдоль берега от устьев рек и участков, сложенных коренными породами. В начальные этапы замедления послеледниковой трансгрессии океана из рек и от коренных абразионных участков поступало много обломочного материала, и это способствовало росту аккумулятивных форм. Постепенно перед абразионными участками волнами вырабатывались профили равновесия подводного склона, и количество наносов, поступавших от них, уменьшилось.

В последние столетия резко уменьшилось поступление наносов из устьев рек — главных поставщиков обломочного материала в береговую зону. В связи с завершающей стадией послеледниковой трансгрессии многие реки в устьях были подтоплены, что привело к ослаблению эрозии и уменьшению сноса рыхлого материала в областях водосборов. Кроме того, в результате подтопления образовались многочисленные лиманы, эстуарии, где сгружаются речные наносы. Образовавшиеся в свое время аккумулятивные формы отчленили на многих побережьях лиманы, бухты и заливы, превратив их в лагуны. Обломочный материал из рек, со склонов, окружающих эти водоемы, уже не попадает в береговую зону океана, безвозвратно теряется в замкнутых и полужамкнутых акваториях.

Однако в условиях природной обстановки, сложившейся к настоящему времени в береговой зоне Мирового океана, даже при естественном дефиците наносов аккумулятивные берега смогли бы, по всей видимости, существовать в некотором неустойчивом равновесии, локально размываясь, а иногда и нарастая. Природные системы, к которым относится береговая зона, обычно имеют резервы для саморегулирования процессов самозащиты от деградации.

Повсеместное техногенное вмешательство человека в природу, очевидно, послужило толчком (спусковым механизмом) к нарушению природного равновесия и вызвало необратимое прогрессивное нарастание процесса размыва.

С конца XIX столетия происходит бурное освоение и использование ресурсов прибрежных зон: строятся порты, укрепляются участки берега путем строительства различных инженерных сооружений, осваиваются прибрежные территории, ведется интенсивное строительство набережных, водозаборов и др. В большинстве случаев техногенное вмешательство происходит без учета сложившихся природных условий, что приводит к нарушению природного равновесия.

Наиболее простой вид вмешательства человека в береговую природную систему — изъятие из береговой зоны для нужд строительства песка и гальки. Такие изъятия в недавнем прошлом на многих побережьях имели массовый характер, что и не удивительно, так как взять строительный материал с пляжа много проще, чем обустроить специальные карьеры. На черноморском побережье Грузии, например, на строительство городов, курортов, дорог в течение 1940—1970 гг. с пляжей и дельтовых участков рек было изъято 30 млн м³ песка и гальки, что, естественно, отрицательно сказалось на напряженном бюджете наносов береговой зоны [5].

Большой ущерб береговой зоне наносит строительство выдвинутых в море молов и других портовых сооружений. Выдвинутые в море гидротехнические сооружения затрудняют миграции обломочного материала вдоль берега, нарушают целостность природных береговых систем, вызывают локальные, но очень сильные размывы. После строительства Потийского морского порта южнее его довольно быстро была размыта полоса суши шириной 900 м.

Большое влияние оказывает антропогенная деятельность на количество выноса твердого речного стока. По некоторым расчетам, полный твердый сток рек в береговую зону Мирового океана оказывается равным 19,3 млрд т/год [1]. Значительная часть этого материала задерживается в устьях рек и безвозвратно транзитом уходит на большие глубины. Около 3 млрд т/год из общего количества твердого стока рек представлено галькой, гравием и песком и расходуется на аккумуляцию в береговой зоне.

Вместе с тем в течение последних десятилетий резко нарастает мелиоративное и гидротехническое использование речного стока.

В результате строительства плотин гидроэлектростанций резко падает приток обломочного материала по долинам в береговую зону. Например, после строительства Асуанской плотины дельта Нила стала размываться со скоростью 40 м/год. В целом расход речного стока в результате техногенной деятельности имеет устойчивую тенденцию к уменьшению. По прогнозам, реализация этой тенденции приведет к сокращению стока рек к 2000 г. на 50%. Соответственно примерно на столько же меньше станет и твердый сток. Следовательно, в связи с уменьшением приноса в береговую зону аллювиального материала в текущем столетии прогрессивно увеличивался и будет увеличиваться размыв аккумулятивных форм, питающихся наносами, которые поступают из рек.

В ближайшем будущем дефицит наносов в береговой зоне будет увеличиваться, и, следовательно, тенденция глобального разрушения берегов усилится. Во-первых, возрастают темпы освоения побережий, в первую очередь тех, которые ранее не испытывали техногенной нагрузки, например, береговая зона развивающихся стран, Северного Ледовитого океана. Во-вторых, продолжается повышение уровня Мирового океана, скорость которого, согласно прогнозу многих авторитетных исследователей, в ближайшие годы может резко увеличиться. Это повышение уровня Мирового океана связывается с увеличением в атмосфере концентрации CO_2 и некоторых других газов, что повлечет за собой создание так называемого «парникового эффекта». CO_2 накапливается в атмосфере в результате сжигания промышленностью разнообразного топлива. По данным Национальной Академии наук США к 2100 г. ожидается удвоение, а по некоторым расчетам — утроение в атмосфере количества углекислого газа, метана и некоторых других газов, что приведет к потеплению поверхности планеты на 1,5—4,5 °C. Потепление климата повлечет за собой таяние ледников и, как следствие, повышение уровня Мирового океана на 1,5—3,5 м [8].

Такое повышение уровня океана через 100 с небольшим лет (эффект прогрессирующего подъема уровня скажется намного раньше) можно расценивать как глобальную катастрофу, ибо будут затоплены огромные густонаселенные прибрежные территории и многие крупные портовые города. Наряду с потеплением «парниковый эффект» приведет к увеличению облачности, усилению процессов циркуляции атмосферы, повышению бурности океанов и морей, возрастанию силы и количества разрушительных штормов и тайфунов.

Даже если из-за «парникового эффекта» (а его возникновение не окончательно доказано) не произойдет потепление климата, усиление размыва берегов в результате продолжающегося подъема уровня Мирового океана и расширяющейся техногенной деятельности будет в ближайшие годы продолжаться.

В связи со сказанным становится актуальной задача защиты

берегов от разрушения. В мировой практике защиты берегов от размыва приоритет отдается различного типа гидротехническим сооружениям. Одним из распространеннейших и, казалось бы, очевидных средств защиты считаются волноотбойные стенки, построенные вдоль береговых откосов. Однако у таких стенок из-за повышения гидродинамической активности волны быстро подмывают подножья, и разрушение берега происходит гораздо быстрее.

Эффективнее действуют буны — железобетонные сооружения, воздвигаемые под углом к береговой линии. Буны, а также волноломы, искусственные подводные гряды, ориентированные вдоль берега, защищают участок берега в месте их непосредственной постройки. Однако строительство серии бун или волноломов чаще всего вызывает усиление размыва на соседних участках. Так же как и волноотбойные стенки, буны и волноломы могут во время штормов подмываться, и поэтому они не долговечны. Дело в том, что в условиях дефицита наносов при волновом воздействии на гидротехнические сооружения происходит размыв подводного склона. На Черном море, например, в районе г. Потти дно перед гидротехническим сооружением углубилось на 2—3 м. Увеличение уклонов подводного склона приводит к резкому возрастанию волнового воздействия. Деформация или разрушение берегоукрепительных сооружений в таких случаях происходит внезапно при волнах средней силы. Вообще опыт показывает, что «латание» берега на отдельных участках не спасает положения.

Сказанное выше не означает, что гидротехнические сооружения совершенно не нужны и вредны. Успехи морской гидротехники несомненны, и инженеры-гидротехники предложили для защиты берегов немало замечательных конструкций. К сожалению, огромные возможности технических решений всех вопросов берегозащиты породили иллюзию, будто с природными процессами можно не считаться.

Строительство сооружений, укрепляющих берег, должно вписываться в рамки общих мероприятий по охране и рациональному использованию побережий. Задача таких мероприятий состоит в том, чтобы они полностью охватывали береговую зону в пределах целостных природных систем и сводили к минимуму нарушения природных связей и, напротив, максимально используя природные условия, «помогали» берегам в их самозащите. Возникает настоятельная необходимость создания и реализации моделей управления природным процессом береговой зоны.

Одной из таких моделей может быть модель, предусматривающая искусственное сбалансирование приходной и расходной частей бюджета береговых систем.

Лучшее средство защиты побережья от штормовых волн — пляж, на котором гасится их энергия. Поэтому все больше и больше специалистов приходят к выводу, что в основу берегозащитных ме-

роприятий должны быть положены работы по восстановлению размываемых и созданию новых искусственных пляжей. В зависимости от конкретных условий при этих работах могут применяться различные способы внесения определенного количества обломочного материала в береговую зону: материал сгружается самосвалами в одну точку пляжа, а затем, самостоятельно мигрируя вдоль берега, распределяется по всей природной системе; материал сгружается баржами на дно и волнами выбрасывается к урезу, формируя пляж; материал регулируется по трубопроводам от устьев рек на размываемый участок и т. п. Такая работа в широком масштабе проводится в настоящее время на побережье Грузинской ССР [5]. Здесь регулярно, с учетом природных условий, производится отсыпка в береговую зону значительного количества пляжеобразующего материала (гравий, галька), добытого из карьеров, расположенных на суше. Так, на пляж в районе Гагра – Пицунда в 1982 г. было завезено 510 тыс. м³ обломочного материала. Сформировавшийся широкий пляж в настоящее время не только защитил аварийные участки, но и резко улучшил состояние всего 22-километрового берега.

Еще недавно из 312 км общей протяженности берегов Грузии 220 км подвергались разрушению. Скорость размыва на отдельных участках достигала 16 м/год. Парадоксально, но факт: самое худшее положение сложилось на тех участках, где берега в прошлом укреплялись традиционными гидротехническими сооружениями.

Специально созданному республиканскому научно-производственному объединению «Грузморберегозащита» удалось за пять лет резко улучшить состояние береговой зоны республики. В настоящее время на всем побережье Грузии не осталось участков, которые бы подвергались сильному размыву. Очевидные успехи берегозащиты в Грузинской ССР обусловлены тем, что в основу работы здесь положен принцип управления природным процессом береговой зоны с учетом всех особенностей природных систем при бережном отношении к природным связям.

Естественно, что в иных, чем на побережье Грузии, физико-географических и геологических условиях потребуются иные подходы к проблемам защиты берегов. В связи с этим необходимо развитие и поддержка научного направления по изучению морских берегов, которое могло бы разрабатывать различные модели управления природным процессом в береговой зоне, протекающим в различных физико-географических и геологических условиях морей СССР и других стран. Осваивая побережья и осуществляя политику управления процессами, обуславливающими саморегулирование и самозащиту береговых систем, мы сможем приостановить разрушение исключительно ценных приморских территорий и даже создать условия для их нормального развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Васильев В.П.* Твердый речной сток в Мировой океан.— Литология и полезные ископаемые, 1987, № 6, с. 19 — 26.
2. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов.— М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
3. *Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973. 262 с.
4. *Каплин П.А.* Проблемы изучения колебаний уровня океана.— В сб.: Теоретические и методические проблемы палеогеографии. Изд-во МГУ, 1987, с. 36—57.
5. *Каплин П.А., Никифоров Л.Г.* Защита морских берегов от размыва. Природа, 1985, №1, с 69 — 79
6. *Bird E. C. F.* Coastline changes. A Global Review.— John Wiley and Sons, 1985. 219 p.
7. *Bruun P.* Sea level rise as a cause of shore erosion.— Water Ways and Harborn Division, 1962, vol. 16, N 5, p. 42—47.
8. Greenhouse effect and sea level rise / Ed. M. Barth, J. Titus.—Van Nostrand Reinhold Company, N. Y. 1984. 325 p.

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА И ПОДЪЕМ УРОВНЯ ОКЕАНА

Каплин П.А., Лукьянова С.А.

Введение

Береговая зона является одной из самых динамичных зон Земли, на границе суши и океана происходят постоянные преобразования форм рельефа и слагающих их рыхлых отложений, а береговая линия может достаточно быстро (за несколько лет, иногда — за один сильный шторм) выдвинуться в сторону океана или, напротив, далеко отступить в сторону суши в зависимости от определенных условий. В то же время, береговая зона — одна из важнейших в хозяйственном отношении, во многих случаях она несет многоцелевую антропогенную нагрузку, нередко превышающую ее природный потенциал устойчивости. При неблагоприятном сочетании природных и антропогенных факторов могут быть размыты и снесены в море не только многие гектары ценнейших прибрежных земель, но и промышленные и жилые сооружения, дороги, коммуникации и пр. Исходя только из рекреационного аспекта использования береговой зоны, стоимость земли в прибрежной полосе чрезвычайно велика: по данным ВЦСПС, в условиях СССР 1980-х годов один квадратный метр пляжа давал доход государству как минимум в 120 рублей в год [Айбулатов, 1989], а в пределах курортной полосы Калининградской области, по недавним комплексным оценкам местного руководства, 1 га прибрежных земель стоит 4,5 млн. руб. Потери прибреж-

ной территории вследствие размыва волнами влекут за собой не только отрицательное экономическое, но и многие юридические, социальные, медицинские и эстетические последствия.

Отсюда понятно, что в комплексе проблем охраны природы, которые в современных условиях приобретают большую остроту, вопросы рационального использования береговых ресурсов и умелого управления береговой зоной получают все более важное звучание. При этом берегозащитные мероприятия, как природоохранный комплекс работ, имеют существенное значение, и их реализация входит в число важных и актуальных народнохозяйственных задач. Эти задачи в нашей стране приобретают особую остроту в связи с огромной протяженностью ее морской береговой линии (для СССР: 60,3 тыс. км – материковая, 108,4 тыс. км – общая, с островами [Лукиянова, Холодилин, 1975; Страны и народы, 1983]).

Актуальность проблемы размыва морских берегов требует четкой информации о современном состоянии береговой зоны страны, о пространственном распределении процесса абразии, который по наносимому ущербу для народного хозяйства занимает важное место в ряду других опасных природных явлений. Рабочая группа «Морские берега» Комиссия АН СССР по проблемам Мирового океана предприняла попытку обобщить необходимую информацию, краткий обзор которой предлагается ниже.

Для составления обзора привлекался весь имеющийся литературный материал, собственные полевые наблюдения, а также сведения, предоставленные отдельными исследователями – членами РГ «Морские берега»: Ю.В. Артюхиным (представлявшим тогда ТТУ), В.Л. Болдыревым (Балтберегозащита), П.Ф. Бровко (ДНГУ), Х.А. Халиловым (Азербайджанский пединститут), В.В. Лашенковым (Балтберегозащита), М.Г. Марковой (тогда – Ялтинское отделение Укрюжгипрокоммунстроя) и О.Л. Рыбаком (ЧО ЦНИИС). Все они, по сути, являются соавторами предлагаемого обзора. Следует также оговориться, что полученный материал характеризует, в основном, состояние береговой зоны страны на конец 1980-х годов, хотя с тех пор в большинстве случаев положение заметно не улучшилось.

Краткий обзор

За последнее десятилетие самой значительной глобальной тенденцией в развитии береговой зоны является ее почти повсеместный интенсивный размыв и, вследствие этого, отступление береговой линии даже на тех участках, где раньше происходило выдвижение суши в море. Эта тенденция характерна для берегов практически всех прибрежных стран мира и во многих местах приобретает катастрофический характер [Bird, 1985; Берд, 1989]. При этом аккумулятивные берега, вследствие их высокой динамичности, являются наиболее чувствительным индикатором изменения природных условий. Поэтому именно аккумулятивные формы (косы и особенно бары) подверга-

ются в настоящее время наибольшему размыву и преобразованию морем. По данным Комиссии по береговой среде Международного Географического Союза, более 70% аккумулятивных берегов (ранее нараставших) отступают сейчас в сторону со скоростью свыше 10 см/год, около 20% песчано-галечных берегов размывается более, чем на 1 м/год.

В настоящее время размыву берегов за рубежом уделяется весьма пристальное внимание, особенно в тех странах, которые обладают большой протяженностью береговой линии, и, в первую очередь, в США, Англии, Японии, Австралии. Проблемы размыва берегов здесь рассматриваются как часть общей системы рационального управления береговой зоной. В этих (и других) странах созданы специальные службы государственного или на уровне штата (например, в Квинсленде, Австралия) [Patteareon, Carter, 1989] подчинения, которые осуществляют надзор за состоянием морских берегов, разрабатывают программы мониторинга береговой зоны, предлагают рекомендации по берегозащите и обеспечивают оповещение и обучение общественности в области развития морских берегов. Например, в США предложено 66 проектов реконструкции береговой линии общей стоимостью свыше 100 млн. долларов [Баском, 1966]. И это гораздо меньше, чем потеря от размыва берегов. По оценкам американских специалистов, ущерб от размыва берегов в США составляет в настоящее время от 25 млн. долларов в относительно «спокойный» год до 330 млн. долларов в штормовой год [Сафьянов, 1987]. Для ликвидации аварийного состояния берегов США необходимо затратить 2 млрд. долл., из них 900 млн. долл. – на неотложные работы [Пешков, 1989].

В нашей стране положение не лучше. Если исходить из укрупненных данных генеральных схем берегозащиты, разработанных в разные годы для наиболее освоенных побережий Черного, Азовского, Балтийского, Каспийского морей, то стоимость неотложных первоочередных работ по защите берегов этих регионов от размыва составляет около 1,7* млрд. руб., в т.ч. по Черному морю – около 1 млрд. руб. (данные ЧО ЦНИИС). Так, например, в тяжелом положении находятся многие участки берега Крымского п-ова, особенно в районе курортов Евпатория, Саки и др. При общей протяженности черноморского побережья Крыма в 705 км активно размывается в настоящее время 570 км, в т.ч. 71 км еще недавно устойчивых аккумулятивных форм. Не менее серьезное положение сохраняется на северо-западном побережье Черного моря, особенно на Днестровской пересыпи в районе Каролино-Бугаз, на 20-км абразионном участке Лебедевка-Курортное, на всем протяжении берега между пор-

* Здесь и далее все цифры по стоимости ущерба и берегозащитных работ даются без учета современной инфляции.

тами Одесса-Ильичевск. Протяженность азовского побережья Украины 824 км, активно разрушается морем 484 км, в том числе 155 км – аккумулятивные формы. По подсчетам Ялтинского отдела Укрюжгипрокоммунстроя, потери высокоурожайных земель в Сев. Приазовье достигают 15-20 га в год, а разовые убытки от нагонных подъемов уровня моря и размыва берегов от 0,5 до 3 млн. руб. При общей длине берегов Грузии в 312 км к началу 80-годов размыв охватил 223 км и местами приобрел катастрофический характер [Пешков, 1989]; потери прибрежной территории в районе Гагры составили 60 га, в Очамчире – 70 га, в районе Поти – почти 300 га. Средняя стоимость укрепления морскими гидротехническими сооружениями 1 п. км берега в условиях Грузии составляет 2,5 млн. руб. [Сафьянов, 1987].

Сильный размыв берегов отмечается вдоль западного побережья Каспийского моря, в том числе в прибрежной части городов Махачкала, Каспийск, Дербент, Сумгаит, Ленкорань, Астара. Скорость размыва Куринской косы превышает 10 м/год; общие убытки от разрушения и неоднократного переноса проходившей здесь шоссейной дороги составляют более 1,5 млн. руб. Значительно страдает от размыва приморская полоса г. Ленкорань и проходящая здесь вдоль берега железная дорога: только за 1 шторм в октябре 1990 г. берег отступал местами на 5-6 м, так что пришлось останавливать движение поездов на этом участке. Весьма страдают от размыва и затопления морем буровые установки, портовые сооружения и приморская часть населенных пунктов на п-ове Челекен.

В катастрофическом положении находятся многие отрезки побережья России, у которой в число приморских входит 18 ее административных подразделений с общей протяженностью береговой линии около 61000 км. На российском побережье Каспийского моря многие отмельные берега подвергаются интенсивному затоплению вследствие начавшегося в 1978 г. быстрого (в среднем 12,5 см/год) подъема уровня моря. Особенно пострадали от затопления участки низких регрессивных молодых террас (1929 и 1940 г.г.) и находящиеся здесь постройки. По сведениям ЧО ЦНИИС, за 12 лет (1978 – 1989 г.г.) в результате подъема уровня моря на 1,5 м только в междуречье рек Самур-Сулак произошло затопление 1900 га прибрежной полосы и соответствующее отступление уреза местами от 12 до 224 м. По имеющимся оценкам специалистов Морского гидродинамического института Украины, ущерб от потери возможности лечебного использования пляжей составляет около 300 тыс. руб/га в год.

С учетом этих показателей ЧО ЦНИИС дает предварительную оценку убытков по Дагенстану только от потерь земельного фонда примерно в 570 млн. руб. На многих участках побережья Дагестана весьма ощутима также абразия, особенно в районах активного антропогенного освоения. Так, в г. Каспийске воздействие волн привело в аварийное состояние здание ТЭЦ, разрушена спасательная

станция, повреждена набережная, под угрозой размыва находятся жилые комплексы. Скорость отступления берега местами превышает 10 м/год.

Сложное взаимодействие природных и антропогенных береговых процессов при большом дефиците наносов, формирующих волногасящие пляжи, привело в настоящее время к широкому развитию размыва береговых уступов на черноморских берегах России. Только в районе Адлера берег за последние 10 лет отступил в среднем на 15-20 м. При этом смыта значительная часть уникальных земель совхоза «Южные культуры» и большого жилого поселка, полностью разрушен поселок рыбаков в устье р. Шахе, размываются ценные курортные пляжи в районе Лазаревской, Головинки и др. В угрожающем, а местами – в аварийном состоянии находятся берегозащитные сооружения вдоль железнодорожного пути Туапсе-Сочи, проходящего непосредственно вдоль моря на протяжении 100 км.

Из общей протяженности азовских берегов России в 817 км берега подверженные абразии, затоплению и нагонам составляют 522 км 67,5% (данные ЦНИИГрадостроительства). Наиболее активны процессы размыва в пределах Ейского п-ова и района Приморско-Ахтарска, где происходит исключительно интенсивное разрушение суглинистых берегов (скорость размыва 1-7 м/год) и потери посевных земель оцениваются в 15,5 га/год [Мамыкина и др., 1988].

Темп отступления берегов Самбийского п-ова Калининградской области Балтики достигает 1,5-2 м/год. Здесь на многих участках волногасящие пляжи оказались полностью смытыми, ежегодно в полосу активного разрушения попадают здания курортного и хозяйственного назначения. Только за 10 лет (1975-1985 г.г.) было разрушено 13 зданий стоимостью до 2 млн. руб. (данные Балтберегозащиты). Основная часть разрушаемого курортного побережья находится в аварийно-критическом состоянии. Ежегодные потери береговой территории достигают 10 га, а материальный ущерб оценивается в 36,4 млн. руб. Особую тревогу вызывает сохранность Куршской косы – государственного заказника с уникальными ландшафтами, редкой фауной и флорой. Морской и заливный берега косы испытывают местами интенсивный размыв со скоростью от 2 до 6 м/год (данные Балтберегозащиты). В результате на многих участках защитная береговая дюна здесь также была полностью смыта, и существует постоянная угроза прорыва косы штормовыми волнами и превращения ее в остров со всеми отрицательными последствиями как для самой косы, так и для находящегося за ней Куршского залива – уникального нерестилища ценных пород рыбы.

Положение в береговой зоне области усугубилось после стихийного бедствия, вызванного в 1983 г. мощным штормом редкой повторяемости (в нашем столетии не наблюдались), когда волнение достигало 9 баллов, а нагонное повышение уровня моря превысило 2 м. Произошло катастрофическое разрушение берега и берегоза-

щитных сооружений по всему периметру побережья. Общий материальный ущерб составил 15 млн.руб.

На балтийском побережье России имеется еще ряд участков, находящихся в опасном состоянии. В частности, под угрозой сильного размыва находится участок берега в районе г. Сестрорецка. Эта угроза возникла в связи со строительством Ленинградской дамбы и изменением режима береговой зоны с внешней стороны этого гидротехнического сооружения.

Обстановка на арктическом и дальневосточном побережьях России более благоприятна. Однако это связано не с тем, что они находятся в лучших природных условиях, а в силу относительно более слабого их хозяйственного освоения. Но и здесь имеются огромные по протяжению участки берегов, подверженные сильному разрушению. Примером может служить хотя бы Западная Камчатка, где из-за сильного размыва аккумулятивной пересыпи пришлось свернуть многие рыбопромысловые хозяйства. Разрушаются многие прибрежные районы Сахалина, берега которых укрепляются и, чаще всего, неудачно местными организациями без научного обоснования и детального изучения процесса и природной обстановки.

Интенсивно размывается практически все восточное побережье Белого моря – скорость от 0,3 до 0,8 м/год на берегах Онежской и Двинской губ, до 6–15 м/год на п-ове Канин [Невеский и др., 1977], – весьма активно происходит отступление арктических берегов на участках развития процесса термоабразии: так, восточные берега Чешской губы размываются со скоростью в среднем 1,5-3 м/год, а термоабразионные берега моря Лаптевых разрушаются со скоростью 4-6 м/год [Григорьев, 1966].

Несомненно, что разрушение многих километров берегов, построек в прибрежной зоне, гидротехнических сооружений наносит стране ущерб, исчисляемый многими миллиардами рублей.

Причины размыва берегов

Условия развития абразии на берегах морей и подводном береговом склоне определяются разными факторами, значимость которых может меняться во времени и от места к месту. Существуют, с одной стороны, природные предпосылки для развития глобального процесса отступления береговой линии, а с другой – влияние интенсивной хозяйственной деятельности человека [Каплин, 1989].

К основным природным факторам можно отнести геолого-геоморфологические (уклоны и высота берега, литология размываемых пород, источники поступления наносов в береговую зону, тектонические движения), метеорологические и гидрологические (изменения барических полей и полей ветра, режим волнения, ветровые, волновые, приливно-отливные и эвстатические колебания уровня моря), биогенные (ракуша и рифовые известняки – как источник наносов, рифовые постройки – как защита от волн, камне-

точцы разного рода – как инструмент биоабразии) факторы. Различные сочетания этих факторов определяют вид (механическая, химическая, термо- и биоабразия) и скорость размыва берега. Однако главенствующая роль среди них принадлежит современному эвстатическому подъему уровня моря.

Как известно, уровень океана достиг своего современного положения 5000-7000 лет назад. В этот период относительно спокойного его стояния происходило, в частности, интенсивное нарастание морских аккумулятивных форм, главным образом, за счет подачи волнами наносов с подводного берегового склона, где во время послеледниковой трансгрессии морем были затоплены большие объемы осадочного материала, в основном ледникового и флювиального происхождения. К этому времени относится формирование мощных барьерных систем атлантических побережий США и Африки, западных побережий Камчатки и о. Шри-Ланка, восточных побережий Северного и Балтийского морей. Однако последующий подъем уровня океана со все возрастающей скоростью (в среднем 1,2-1,5 мм/год) вызвал изменение гидро- и литодинамической обстановки в береговой зоне. Теперь для поддержания морских аккумулятивных форм требовалось все большее количество наносов, запасы которых на дне к этому времени были уже исчерпаны. В условиях подъема уровня океана и дефицита наносов произошла активизация процессов размыва берегов.

При подъеме уровня моря за счет подтопления абразией могут быть охвачены новые участки берега. Помимо увеличения протяженности размываемой береговой линии, могут возрасти и темпы отступления берега, если в соприкосновение с морем войдут менее прочные породы, слагающие береговой склон и ранее располагавшиеся выше зоны воздействия моря. Повышение уровня моря приводит также к увеличению глубин над подводным склоном, и, следовательно, прибойный поток у берега становится более мощным, чем при прежнем положении уровня моря. Общая перестройка профиля береговой зоны применительно к новым гидродинамическим условиям влечет за собой размыв верхней его части (в соответствии с правилом Брууна, которое, однако, имеет определенные ограничения [Игнатов и др., 1992]). В результате происходит значительное усиление разрушения берега волнами.

Именно этот универсальный фактор – современный подъем уровня моря – придает в настоящее время процессу абразии глобальный характер. Остальные природные факторы, накладываясь на него, контролируют особенности развития процессов размыва и их интенсивность.

В нашем столетии вторым по своему влиянию на устойчивость берегов все более становится антропогенный фактор. Разнообразная хозяйственная деятельность человека на морских побережьях имеет многостороннее проявление и во многих случаях влечет за

собой отрицательные последствия: она приводит к изъятию из береговой зоны обломочного материала для строительных целей, к разрушению природных береговых систем гидротехническими сооружениями (порты, молы, волноломы), к искусственному сокращению твердого стока рек (строительство дамб, гидроэлектростанций, забор воды на орошение). Все это имеет следствием развитие дефицита наносов в береговой зоне в региональном или локальном масштабе и соответствующее усиление размыва берега.

В нашей стране имеются многочисленные примеры неудачного или необдуманного вмешательства человека в тонкий природный механизм равновесия в береговой зоне. Так, в районе Евпатории на транзитном участке вдольберегового потока наносов было добыто с пляжей около 15 млн. м³ песка, в результате чего евпаторийский пляж перестал получать питание наносами и начал активно размываться. Строительство для его защиты вертикальной стенки привело к окончательному уничтожению 20 – 30-метрового пляжа.

Добыча морских строительных песков в Тендровском заливе (северо-запад Черного моря) на глубинах 2-3 м вызвала размыв ранее стабильных берегов Тендровской косы со скоростью 2-3 м/год. После этого карьер закрыли.

Основы сокращения пляжей Крымского п-ова закладывались в 50-70 годы – в период наиболее интенсивной работы береговых карьеров. По сведениям Ялтинского отдела Укрюжгипрокоммунстроя, не менее 15 млн. м³ грунта было изъято в районе устья р. Бельбек и в районе Керченского п-ова. С 6 км пляжа Коктебельской бухты было добыто до 0,8 млн. м³ песка и гравия; в результате уникальный пляж этой бухты к 1967 г. полностью исчез, что сразу же поставило под угрозу разрушения курортную и жилую застройку и потребовало принятия срочных мер берегозащиты.

Примерно за 20-25 лет (начиная с 1960-х годов) с морского берега и из устьев рек грузинского побережья было вывезено для нужд строительства более 30 млн. м³ песка и гальки [Барков, 1989], что резко нарушило питание береговой зоны пляжеобразующим материалом и потребовало значительных капиталовложений на берегозащитные мероприятия (за 15 лет в течение 1960-70-х годов комплексные вложения превысили 70 млн. руб. [Кикнадзе, 1981]).

Изъятие свыше 40 млн. т песчаного материала из Арабатской стрелки (Азовское море) нанесло ущерб стране, который можно оценить по соотношению стоимости добытого грунта, использованного для отсыпки железнодорожного полотна (1,2 руб./т), и того, который нужен для рекультивации карьеров (привозной песок – 10 руб./т). Полученная цифра превышает 350 млн. руб. (данные РГУ), причем здесь не учтен экологический ущерб, который пока трудно поддается оценке.

На отрезке черноморского побережья Анапа-Туапсе, вследствие активного разбора пляжевого материала на строительные нуж-

ды, ширина пляжей за 2-3 десятилетия сократилась: в Сукко и Озерейске – вдвое, в Дивноморском – на 75%, в Архипо-Осиповке и в бухте Песчаная – на 50%. Добыча 1 млн. м³ пляжевого материала в природных условиях этого района равносильна уничтожению пляжа длиной примерно 30 км [Айбулатов и др., 1979].

К 1960-70-м годам относятся и массовые водорегулирующие работы на реках, проводившиеся без оценки влияния этих мероприятий на состояние морских берегов. Например, такие крупные для Крыма реки, как Кача, Бельбек, Альма, Булганак, в настоящее время влекомые пляжеобразующие наносы до моря не доносят. Твердый сток р. Куры (Каспийское море) после строительства Мингечаурского и Варваринского водохранилищ уменьшился от 32 до 22 млн. т/год, что вызвало развитие дефицита наносов в береговой зоне и вместе с природными факторами (резкий подъем уровня моря) привело к интенсивному размыву прилегающих участков берега со скоростью свыше 15 м/год. Строительство отводных каналов на р. Самур вызвало сокращение твердых выносов реки с 17 до 12-13 млн. т/год и соответственно заметное усиление размыва морского края дельты Самура местами со скоростью до 30 м/год.

В условиях поддержания навигационных возможностей в подходных каналах и входах в морские порты ежегодно происходит вычерпывание миллионов кубометров грунта (в СССР до 40 млн. м³/год [Барков, 1989] со сбросом его в более глубокие участки моря, что является одной из форм выноса осадочного материала из береговой зоны.

Немаловажное значение имеет бесконтрольное освоение прибрежных территорий. Немало случаев возведения пансионатов на оползневых террасах (Керченский район, пос. Юрьевка) и полного разрушения построенных зданий оползневыми подвижками при подмыве волнами. Бесконтрольная застройка пересыпи Будакского лимана привела к активизации эоловых процессов и уменьшению высоты пересыпи; волны начали чаще ее переплескивать, начался сильный размыв, и средняя ширина пересыпи сократилась со 142,5 м в 1958 г. до 103,5 м в 1986 г. По сведениям Одесского университета, скорость отступления пересыпи на участках ее застройки в 1,7 раза больше, чем на ненарушенной естественной части.

Тяжелое положение возникает в береговой зоне на участках строительства гидротехнических сооружений. В качестве примера можно привести ситуацию на Сакской пересыпи (Крым), которая катастрофически размывается. Причиной размыва, по данным Ялтинского отдела Укрюжгипрокоммунстроя, послужило, кроме общих причин, строительство на пути движения потока наносов водозаборного сооружения непроницаемой конструкции. В результате под угрозой разрушения находится курортная застройка балансовой стоимостью более 19 млн. руб. Мероприятия по ее защите в виде отсыпки привозного пляжевого материала оценивается в 13 млн.

руб., в том числе первоочередные работы – в 2,6 млн. руб.

Аналогичная картина отмечается в районе г. Сочи, где строительство порта перегородило мощный поток галечных наносов (30 тыс. м³ в год), проходившего здесь ранее транзитом с севера на юг. Если до 1940-х годов оскудение пляжей этого района происходило довольно медленно и в береговой зоне сложилось некое подобие равновесных условий, то после строительства портовых молов обстановка резко изменилась [Барков, 1989]: за 2-3 года к северу от порта образовался широкий пляж протяженностью 5 км, а с южной стороны порта начался активный низовой размыв. Пляжи здесь полностью исчезли, начался размыв донных отложений, причем ежегодно освобождалась от наносов полоса дна протяженностью до 0,5 км. Все это потребовало ежегодных отсыпок недостающего галечного материала.

Приведенные (и многие другие) примеры показывают, что антропогенный фактор в значительной степени усугубляет неустойчивость морских берегов, возникшую в процессе повышения уровня моря.

Защита морских берегов

Народнохозяйственная ценность морских побережий, сложность процессов, происходящих в береговой зоне, почти повсеместное развитие размыва берегов требуют постоянного и пристального внимания к этому природному объекту, обдуманного и научно обоснованного подхода к использованию береговых ресурсов, к строительству здесь любых гидротехнических, производственных и прочих сооружений. Однако практика показывает, что проблема защиты берегов от разрушения, а тем более проблема рационального управления береговой зоной, в нашей стране пока не решена. Берегоукреплением в СССР занимались и занимаются десятки разных по масштабу и функциям организаций (от пионерлагерей и отдельных домов отдыха до таких мощных ведомств, как Минтрансстрой и Минмонтажспецстрой), которые при разработке берегозащитных мероприятий на своем участке обычно мало заботятся о тех последствиях, которые возникают в этом случае на соседних динамически взаимосвязанных отрезках берега. В последние годы в работу включились многие малые предприятия, не всегда обладающие достаточным опытом берегозащитных работ.

В силу полной бесконтрольности состояния береговой зоны защитные мероприятия нередко разрабатывались и осуществлялись самими застройщиками побережий без какого-либо научного и природного обоснования проводимых защитных мер. А ведь именно в природном обосновании проектируемых сооружений заложены резервы снижения их стоимости и повышения их эффективности. Небольшим примером отсутствия научно обоснованного подхода к охране берегов может служить ситуация на косе Кривой в Донецкой области, где в результате безграмотной защиты курортной застройки

на 6-км участке полностью были размыты пляжи, имевшие до беспорядочного освоения косы ширину 30-40 м. Восстановительные работы здесь оцениваются в 10-12 млн. руб.

Кроме отсутствия научно-обоснованного подхода к вмешательству в природную береговую систему, работа по защите берегов сводится, в основном, к достройке в береговой зоне тяжелых дорогостоящих и, как доказано мировой практикой, часто малоэффективных инженерных сооружений (волноломы, буны, волноотбойные стенки). Возведение и поддержание традиционных массивных конструкций «пассивной» защиты обычно требует больших затрат, но нередко они довольно быстро разрушаются во время штормов из-за увеличения гидродинамической активности у их подножия. Так, в течение 1979-84 г.г. на побережье Азовского моря было разрушено 9 бетонных берегозащитных конструкций с ущербом в 360 тыс. руб. (данные РГУ). Более того, защищая берег на одном участке, такие сооружения перехватывают наносы и создают условия для низового размыва. К сожалению, этот подход к защите берегов подтвержден и в недавнем Постановлении бывшего СМ СССР «О повышении эффективности работ по защите берегов Черного и Азовского морей от разрушения» (№568 от 17 мая 1966 г.). В то же время, мировая практика в последние десятилетия опирается на понимание важной роли волногасящих пляжей как основы морской берегозащиты и отдает предпочтение «активным» методам борьбы с размывом, т.е. искусственной отсыпке пляжей. Этот метод максимально приближается к природным процессам и успешно применяется во многих местах (см., например, [Bruun, 1989; Charlier, De Meyer, 1989; Roelse, 1990 и др.]) как наиболее эффективный и, главное, наиболее дешевый способ защиты берегов от размыва.

По оценке СНПО «Балтберегозащита», при использовании традиционных методов берегозащиты (буны, волноотбойные стенки и пр.) затраты на 1 км береговой линии достигают свыше 3 млн. руб. В то же время прогрессивные научно-обоснованные методы стабилизации береговой зоны (организация управления береговыми процессами, создание искусственных пляжей, обустройство речных устьев и т.д.) в условиях Калининградского побережья не превышают 1,5 млн. руб. на 1 км берега. Однако при существующей практике работ для строительных организаций, ведущих берегоукрепление, переход к таким прогрессивным, но более дешевым способам защиты берегов несет стабильное невыполнение планов, оплату по самым низким тарифным ставкам, неиспользование фондов на традиционные строительные материалы (бетон, железобетонные конструкции). Кроме того, гибкая система берегозащиты с учетом и использованием природных особенностей береговых систем требует определенного опыта, наличия специальных кадров, возможности маневрировать материальными средствами, постоянного совершенствования проектной документации, изменения тактики работ. Обычные

строительные организации не готовы к этому. Выход может быть в том, чтобы совмещать в рамках одного производства строительные и проектные функции, а также и научно-исследовательские изыскания. Удачный пример такого совмещения воплощен в НПО «Грузберегозащита», успешный 10-летний опыт работы которого выразился в создании вдоль побережья Грузии более 90 га искусственных пляжей, в результате чего протяженность ранее размывавшихся берегов была сокращена на 65 км и еще на отрезке в 55 км значительно снижена интенсивность отступления береговой линии [Кикнадзе и др., 1989].

По типу этой организации в настоящее время созданы и успешно функционируют специализированные объединения «Краснодарберегозащита» – в пределах российских берегов Черного и Азовского морей и «Балтберегозащита» – в Калининградской области. Последнее, например, уже осуществило ряд берегозащитных мероприятий, предотвративших в ряде случаев катастрофические последствия штормовых разрушений берега у спорткомплекса «Юность» (г. Светлогорск), защищен берег на протяжении более 1 км на западной окраине г. Зеленоградска, ликвидирован штормовой, прорыв (протяженностью до 1 км) на корневом участке Куршской косы, стабилизирован берег в п. Леском и т.д. На северном побережье области в районе Филино-Приморье сейчас ведется уникальное экспериментальное строительство по срезке и террасированию песчаного оползневого блока и намыв из материала срезки широкого волногасящего пляжа.

Работа по отсыпке искусственных пляжей неразрывно связана с наличием достаточного количества свободного пляжеобразующего материала, т.е. с организацией карьерного хозяйства. В США для намыва и поддержания пляжей обычно стараются использовать материал вычерпывания подходных каналов к портовым гаваням. Однако у нас в стране эти работы опираются, главным образом, на открытие подводных или надводных карьеров, которых в данный момент катастрофически мало. По выполненным специалистами ЧО ЦНИИС расчетам, только для участка Анапа-Туапсе-Адлер (протяжением примерно 370 км) потребность в пляжеобразующих материалах до 2000 г. с учетом первоначального формирования свободных пляжей и их периодического пополнения составит около 14 млн. м³, или более 900 тыс. м³ в год. Расход огромный.

Аналогичная ситуация характерна для побережья Азовского моря, где первоначальные затраты песка на образование свободного пляжа составляют от 80 до 150 м³ на 1 п.м берега. Переброска песка со дна на берег возможна только в определенных случаях (не влияющих на устойчивость берега), а в ряде мест запрещена биологами (Азовское море), с кос песок брать нельзя (во избежание усиления размыва), а на берегу его запасы крайне ограничены, и организация новых карьеров затруднена в связи с интенсивным хозяйст-

венным использованием прибрежных территорий (сельхозугодья, промышленные и рекреационные зоны).

Острый дефицит наносов служит одной из главных причин как разрушения берегов, так и больших трудностей в организации, в выборе методов и в снижении стоимости морской берегозащиты. Поэтому создание свободных пляжей (особенно песчаных) рациональнее, по-видимому, проводить для поддержания аккумулятивных форм или на более или менее закрытых участках берега с ограниченным переносом осадочного материала и с минимальными потребностями в дополнительной подпитке в процессе их пополнения. Для открытых побережий в условиях недостатка наносов часто рекомендуется отсыпка искусственных пляжей в пределах наносодерживающих конструкций (типа бун, подводных банкетов) с обязательным восполнением дефицита наносов на низовых участках, как это было сделано на южном берегу Крыма: применение этого метода берегозащиты позволило надежно укрепить 40 км берега (из размываемых здесь 80 км), создать для курорта ранее отсутствовавшие пляжи, а также стабилизировать оползневые территории, сохранив сотни га ценнейших земель.

В пределах России также имеются примеры успешного создания искусственных пляжей. Так, в 1971 г. в юго-восточном углу Геленджикской бухты (Краснодарский край) по проекту Южного отделения Института океанологии [Айбулатов, Погодин, 1974] был отсыпан первый в стране песчаный искусственный пляж первоначальной длиной около 600 м (с последующим естественным удлинением до 900 м), который успешно функционирует и до наших дней. Тем не менее, этот положительный опыт не был учтен Южгипрокоммунстроем, по проекту которого в западной части той же бухты несколько лет ведется строительство системы бун общей стоимостью 16 млн. руб. В то же время, ученые Института океанологии показали, что целесообразнее было отсыпать здесь искусственный пляж шириной 10 м, который обошелся бы всего в 700 тыс. руб. и, кроме того, был бы более приемлем с эстетической и экологической точек зрения (буны создают на этом участке застойную обстановку загнивания).

Галечный пляж отсыпан в районе Анапы [Айбулатов, 1989]. Многие годы строительство небольших свободных искусственных пляжей выполняется Геобазой и Сочинской дистанцией пути Сев.-Кавказской железной дороги на участке побережья Туапсе-Сочи из горной массы скальных пород, получаемой от срезки прилегающих обвальных косогоров. В 1982 г. в Таганрогском заливе был отсыпан песчаный пляж длиной до 20 км. Однако при его намыве не были учтены научные рекомендации по литодинамике отмелей участков, что привело к ущербу свыше 100 тыс. руб. (данные РГУ). Неоднократно ставился вопрос о реализации рекомендаций ученых по намыву пляжевого материала в межбунных карманах находящегося в аварийном состоянии Приморско-Ахтарского берегозащитного комплекса (протяженность 3,5 км), что позволит продлить еще на 10-15

лет срок работы этого сооружения стоимостью 1,5 млн. руб. [Мамыкина, Хрусталева, 1980; Мамыкина, Артюхин, 1982].

Искусственные пляжи входили как составная часть инженерных мероприятий в генсхемы берегозащиты (1979 и 1983-1985 г.г.) российского побережья Азовского моря. Создание (восстановление) волногасящих пляжей принято в качестве преимущественно стратегического направления защиты берегов в разработанных сотрудниками ЦНИИградо строительства «Основных направлениях защиты берегов Азовского моря...» (1990 г.). За период 1991-2010 г.г. предлагается в пределах азовского побережья России защитить берега общей протяженностью 127,4 км с суммарной стоимостью берегоукрепительных работ 181,1 млн. руб. Таким образом, прогрессивные методы защиты берегов от размыва все более внедряются в практику, хотя традиционные методы «пассивной» защиты в ряде мест продолжают находить применение. По мнению некоторых исследователей (например, [Вгип, 1989]), в ближайшем будущем не ожидается коренных изменений в технике берегозащиты. Умелое сочетание известных методов при строгом природном обосновании выбранных инженерных решений может дать необходимый эффект по защите уникальных прибрежных территорий.

Тенденции развития морских берегов

Состояние береговой зоны и сложившаяся практика защиты берегов от разрушения морем вызывают большие опасения. Ситуация усугубляется тем обстоятельством, что в ближайшем будущем глобальное разрушение морских берегов, по-видимому, резко усилится. Это предположение базируется, прежде всего, на неизбежном факте возрастания темпов освоения морских побережий и, в первую очередь, тех из них, которые ранее не испытывали техногенной нагрузки (например, береговая зона Северного Ледовитого океана). Это, несомненно, вызовет расширение зоны и усиление процесса размыва берегов.

Однако главную роль в определении основной тенденции развития абразии играет нарастающий подъем уровня Мирового океана [Океан наступает?.., 1989]. Согласно современному прогнозу, к 2100 г. уровень океана вследствие проявления «парникового эффекта» и соответствующего потепления климата поднимается на 1,44 – 2,17 м, хотя имеются и альтернативные варианты прогноза: 0,56 – 3,45 м [Viles, 1989]. Если эти прогнозы станут реальностью, основной реакцией береговой зоны будет усиление размыва и отступление берега. Моделью этого явления может служить Каспийское море, уровень которого за последнее десятилетие (начиная с 1978 г.) поднялся более чем на 1,5 м, что вызвало интенсивный размыв его берегов, особенно западных аккумулятивных [Игнатов и др., 1992].

Ожидается, что подъем уровня Мирового океана будет сопровождаться изменением величины приливов (там, где в процессе подъема уровня произойдет искажение контура берега), распределения и частоты ураганов и циклонов (вследствие потепления клима-

та), химизма океанских вод, продуктивности и состава биологических видов (что особенно важно на берегах, где биогенный материал является главным источником питания пляжей осадками, например, на Азовском море). Пока не ясно, приведет ли глобальное потепление к вскрытию ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды, но все же несомненно, что берега высоких широт проявят быструю реакцию на любые изменения объема ледниковых масс [Viles, 1989]. Поэтому эти берега, в число которых попадает большая часть берегов нашей страны, должны привлекать сейчас пристальное внимание исследователей.

Быстрый подъем уровня океана и связанное с ним усиление подтопления и размыва морских берегов приведут к необходимости увеличения берегозащитных работ. Во многих прибрежных странах уже сейчас приступили к анализу возможных последствий катастрофического подъема уровня моря, справедливо считая, что хорошее знание этих последствий и готовность к ним могут снизить ожидаемый ущерб на 60%. Например, в США Агенство по охране окружающей среды затратило на изучение последствий «парникового эффекта» около 2,5 млн. долл. Рассматриваются разные варианты реакции на прогнозируемое повышение уровня Мирового океана, в том числе и оставление прибрежных территорий.

Ряд ученых считает (см. [Strategy..., 1985; Yunger, 1990]), что сейчас имеется два выбора: планировать уже теперь стратегию отступления от береговой зоны (вплоть до ликвидации отдельных прибрежных сооружений и даже целых поселков с выплатой компенсации землепользователям) или одеть берега в броню и, как следствие этого, все же отступить под ударами непредсказуемых катастроф. Первый выбор представляется более разумным, и на его основе нужна разработка соответствующей национальной политики управления береговой зоной.

Актуальность проблемы размыва морских берегов, проблемы рационального использования и охраны ценнейших береговых ресурсов требует поддержания и развития научного направления по изучению морских берегов, а также усиления подготовки кадров специалистов по этому направлению. Перевод в настоящее время научных учреждений на хозрасчет существенно затрудняет развитие фундаментальных разработок. В особо тяжелом положении оказалась вузовская наука, где сосредоточена значительная часть высококвалифицированных специалистов-береговиков. Для эффективного решения крупных природоохранных вопросов в береговой зоне необходимо вернуть лидирующее положение, занимаемое советской школой береговой науки в 60-е годы и сейчас значительно утраченное в результате, главным образом, отсутствия серьезных государственных и академических программ.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н.А.* Геоэкология береговой зоны моря. – В кн.: Проблемы развития морских берегов. М.: ИО АН СССР, 1989. С.81-87.
Айбулатов Н.А., Буданов В.И. и др. Антропогенный фактор в развитии

- береговой зоны морей. – «Водные ресурсы», №3, 1979. С. 161-172.
- Айбулатов Н.А., Погодин Н.А.* Динамика свободного пляжа в защищенной бухте. – «Океанология», т. 14, вып. 3, 1974. С. 505-511.
- Барков Л.К.* Влияние антропогенных факторов на прибрежную зону моря. – «Вопросы экологии и охраны природы», №3, 1989. С. 18-25.
- Баском В.* Волны и пляжи. Л., 1966. – 278 с.
- Берд Э.* Изменения береговой линии. – Л.: Гидрометеиздат, 1990, 254 с.
- Григорьев Н.Ф.* Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966, 178 с.
- Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.* Изменение динамики береговой зоны Каспийского моря в условиях подъема его уровня. – Геоморфология, № 1, 1992.
- Каплин П.А.* Современное развитие береговой зоны Мирового океана. – В сб.: Основные проблемы исследования Мирового океана (плерарные доклады III съезда советских океанологов). Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 92-103.
- Кикнадзе А.Г.* О службе охраны морских берегов в Грузии. – В сб. «Береговая зона моря», М. 1981. С. 83-90.
- Кикнадзе А.Г., Меладзе Ф.Г., Сакварелидзе В.В.* От берегоукрепления – к регулированию процессов берегоформирования. – В сб.: «Проблемы развития морских берегов». М., ИОАН СССР, 1989. С. 97-106.
- Лукьянова С.А., Холодильни Н.А.* Протяженность береговой линии Мирового океана и разных типов берегов и побережий. «Вестник МГУ», сер. геогр., № 1, 1975.
- Мамыкина В.А., Артюхин Ю.В.* Природные аспекты охраны и защиты берегов Азовского моря. – В сб.: Литодинамические процессы береговой зоны южных морей и ее антропогенное преобразование, Л., 1982. С. 60-72.
- Мамыкина В.А., Беспалова Л.А. и др.* Охрана, защита и рациональное использование береговой зоны Азовского моря. – В сб.: Рациональное использование и охрана природных ресурсов бассейнов Черного и Азовского морей. РГУ, 1988, Ростов/Дон. С. 92-97.
- Мамыкина В.А., Хрусталева Ю.П.* Береговая зона Азовского моря. – Ростов/Дон, 1980. 172 с.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене, М.: Наука, 1977. 234 с.
- Океан наступает? «Парниковый эффект» и поднятие уровня моря. – М.: «Прогресс», 1989. 366 с.
- Пешков В.М.* Там, где грохочет прибой. – М.: «Знание», 1989.
- Сафьянов Г.А.* Инженерно-геоморфологические исследования на берегах морей. – М.: изд-во МГУ, 1987. 148 с.
- Страны и народы. СССР. – М.: «Мысль», 1983.
- Bird E.C.F.* Coastline changes: a global review.- Brisbane, 1985. 192 p.
- Bruun P.* Coastal engineering and use of the littoral zone. - "Ocean and shoreline management", 1989, 12, №5, pp. 495-516
- Charlier R.H., De Meyer Ch.P.* Coastal defence and beach renovation. - "Ocean and shoreline management" 1989, 12, N. 5, pp. 525-543.
- Pattearson C., Carter T.* Coastal management demonstrations. - "Pap. 9th Australasian Conf. Coast, and Ocean Eng., Adelaide, 4-8 Dec, 1989". - Nat.Conf. Publ./Inst. Eng. Austral, 1989, No.20, pp. 403-406.
- Roeise P.* Beach and dune nourishment in the Netherlands. - "22nd Coastal Eng. Conf.: Proc. Int. Conf., Delft, July 2-6, 1990. Vol. 2". - New-York (N.Y.), 1990, pp. 1984-1997.
- Strategy for beach preservation proposed. - "Geotimes", 1985, 30 N.12, p.15-19.
- Viles H.A.* The greenhouse effect, sea level rise and coastal geomorphology. - "Progr. Phys. Geogr.", 1989, 13, N.3, pp. 452-461.
- Younger M.* Will the sea always win? Coastal management in northeast Norfolk. - "Geogr.Rev."-1990, 3, N.5, pp. 2-6.

ХII. Прогноз развития береговой зоны в условиях изменений климата и уровня моря

ОКЕАН НАСТУПАЕТ?

Техногенная деятельность человечества оказывает всестороннее влияние на природную среду. Это влияние в ближайшие десятилетия будет прогрессивно возрастать и может привести к необратимым последствиям. Все это вызывает большую озабоченность ученых, дальновидных политиков и правительств разных стран.

Один из факторов глобального воздействия на природу — концентрация в атмосфере CO_2 , водяного пара и некоторых других газов (CO_3 , CH_4 , N_2O и др.), создающая так называемый парниковый эффект. CO_2 и другие газы накапливаются в атмосфере в результате сжигания промышленностью разнообразного топлива.

Как известно, сущность парникового эффекта состоит в том, что атмосфера почти целиком пропускает солнечную радиацию к Земле, но из-за CO_2 и других перечисленных выше газов заметно задерживает обратное тепловое (инфракрасное) излучение земной поверхности. Тепловая энергия накапливается в приповерхностных слоях атмосферы тем интенсивнее, чем больше в ней концентрация парниковых газов. Усиление парникового эффекта приводит к повышению температуры на поверхности Земли, к потеплению климата. Благодаря существованию в атмосфере парниковых газов только около 20% теплового излучения земной поверхности безвозвратно уходит в космос. Если бы Земля не имела атмосферы и инфракрасная радиация не задерживалась, то средняя температура ее поверхности была бы на 33° ниже.

Парниковый эффект активно изучается многими исследователями, в том числе и советскими. Об их вкладе в решение проблемы я хотел бы здесь кратко сообщить, так как в книге об этом ничего не сказано.

Главным парниковым газом на Земле является водяной пар, и, видимо, механизм парникового эффекта возник с его появлением в атмосфере. При устойчивом во времени круговороте водяного пара в атмосфере относительное его количество в воздухе является сравнительно постоянным. Значительно больше меняется концентрация других парниковых газов; некоторые из них поступают в атмосферу в основном в результате человеческой деятельности (фреоны, например).

Огромный вклад в парниковый эффект вносит и CO_2 . Можно сказать, что CO_2 присутствует в атмосфере Земли изначально. Если

бы углекислота не связывалась в виде карбонатов и органического вещества в осадочных породах Земли, то концентрация CO_2 , постоянно поставляемого вулканами в атмосферу и гидросферу, достигла бы к настоящему времени огромной массы, исчисляемой 2×10^{23} г [Будыко и др., 1985]. Примечательно, что примерно такое количество CO_2 содержится сейчас в атмосфере Венеры.

Накоплению огромных масс углекислоты помешало возникновение в древнем океане первых водорослей, способных поглощать CO_2 и отщеплять из него кислород. По мере развития растительности и других организмов все больше и больше углекислого газа связывалось в органическом веществе и карбонатах осадочных пород. В современной атмосфере углекислого газа почти в 105 раз меньше, чем его находится в связанном виде в литосфере. Всю геологическую историю Земли живое вещество контролировало содержание CO_2 в атмосфере и гидросфере, выводя ее избыток в геологические образования литосферы. Именно живое вещество предотвратило разогрев поверхности Земли до нескольких сот градусов выше нуля, как это случилось на Венере.

В настоящее время в океане и других водоемах растворено около 130×10^{18} г углекислого газа, а в атмосфере его содержится $2,6 \times 10^{18}$ г [Будыко и др., 1985].

Существует постоянный обмен CO_2 между атмосферой и растительностью. По подсчетам О.П. Добродеева [1975], его ежегодный выброс при вулканических процессах составляет $0,4 \times 10^{14}$ г. В то же время растительность суши и океана ежегодно поглощает около $4,3 \times 10^{17}$ г CO_2 . Однако только 0,8% углекислого газа, поглощаемого растениями, безвозвратно изымается из природного круговорота и захороняется в осадочных породах. Остальной газ возвращается в атмосферу и гидросферу в результате окисления органического вещества при жизни организмов и после их отмирания.

Содержание CO_2 в атмосфере меняется во времени в зависимости от климата. Океан был и есть важнейший регулятор содержания CO_2 в атмосфере. Между ними идет непрерывный обмен этим газом: холодные воды приполярных районов преимущественно поглощают углекислый газ из атмосферы, а теплые воды тропиков отдают его избыток воздуху, поддерживая равновесие давлений CO_2 в системе атмосфера — гидросфера. При значительных похолоданиях климата в прошлом океан растворял больше углекислого газа, а при потеплениях отдавал его атмосфере.

Последние, несколько сотен тысяч лет естественное содержание углекислого газа в атмосфере колебалось от 180—200 частиц на один миллион частиц воздуха в периоды оледенений до 280—300 на один млн. в теплые климатические эпохи [Голицын, 1986]. С начала XIX столетия наблюдается заметный рост концентрации CO_2 , связанный со сведением во многих регионах Земли лесов под сельско-

хозяйственные уголья и развитием промышленности. Количество углекислого газа в воздухе повышается также в результате сжигания ископаемого топлива. Происходило и происходит возвращение в атмосферу углекислоты, захороненной в течение миллионов лет в осадочных породах литосферы.

За 200 лет (с доиндустриального времени по 1984 г.) концентрация CO_2 в воздухе увеличилась с 275 до 343 млн.⁻¹, то есть на 25%. По инструментальным данным, приводимым многими авторами, и в частности в настоящей книге, с 1958 по 1984 г. концентрация CO_2 выросла с 315 до 343 млн.⁻¹. Никогда за геологическую историю Земли за столь короткое время на такую большую величину не менялось в атмосфере содержание углекислого газа [Будыко и др., 1985; Голицын, 1986 и др.].

В последние годы появилось много прогнозов ожидаемого увеличения атмосферного CO_2 в ближайшем будущем. Из этой книги читатель узнает, что по расчетам Национальной академии наук США, к 2100 году ожидается удвоение количества углекислого газа в атмосфере; по другим моделям количество CO_2 возрастет в воздухе в 3 раза. По представлениям некоторых советских ученых удвоение содержания CO_2 в атмосфере произойдет уже к середине XXI века [Будыко и др., 1985; Голицын, 1986].

Из-за деятельности человека за последние десятилетия в атмосфере увеличивается содержание и других парниковых газов. Концентрация в воздухе метана растет ежегодно со скоростью 1,2—1,5%. Сейчас его на 60% больше, чем было в доиндустриальную эпоху. Поступление метана хорошо коррелирует с ростом численности населения земного шара и связано, по-видимому, с увеличением площади заливаемых водой рисовых полей, ростом численности крупного рогатого скота, сжиганием биомассы, утечками при добыче нефти, угля и газа. К середине XXI века ожидается увеличение концентрации CH_4 в два раза [Голицын, 1986].

С ростом применения в сельском хозяйстве азотных удобрений и массовыми процессами сгорания органики увеличивается атмосферная концентрация закиси азота. Количество N_2O в воздухе прибавляется на 0,3% в год. Фреоны, появившиеся в атмосфере только в процессе техногенной деятельности, также поглощают часть длинноволнового спектра излучения земной поверхности. Их концентрация растет со скоростью до 4% в год, и они, если резко не ограничится их выпуск, могут оказать значительное влияние на климат.

В целом, по оценке Г.С. Голицына, к середине будущего столетия парниковое влияние упомянутых выше газов может стать равным эффекту удвоения концентрации CO_2 в атмосфере. Эта оценка не расходится с предположениями авторов книги.

Следует заметить, что еще в начале 70-х гг. советским исследователем М.И. Будыко [1972] была дана оценка предстоящего в

течение следующего столетия роста концентрации углекислого газа и средней температуры воздуха у земной поверхности. Проведенные расчеты позволили сделать вывод, что за сто лет температура воздуха повысится почти на $2,5^{\circ}\text{C}$, что примерно соответствует удвоению концентрации CO_2 .

В представляемой советскому читателю книге, которая издана Агентством США по охране природной среды, парниковый эффект, усиливающийся в результате техногенной деятельности, рассматривается как мощный фактор изменения климата. Факты, приведенные в этой книге и других публикациях, с несомненностью доказывают существование устойчивого процесса увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере. Сложнее обстоит дело с реакцией климата на рост содержания CO_2 и других газов в воздухе. В книге рассмотрено несколько моделей изменения климата, хотя основной анализ базируется на модели Хансена.

Авторы не скрывают больших трудностей, связанных с реализацией модельных расчетов и прогнозов изменения климата Земли. Дело в том, что в модели трудно учесть все факторы, влияющие на климат, предвидеть все обратные и прямые связи между компонентами климата (поведением водяного пара, облачности, влиянием снега и льда на альбедо поверхности Земли, распределением тепла по географическим широтам и т. п.). Учитывая трудности анализа климатических изменений, авторы не дают однозначной оценки и считают, что удвоение концентрации CO_2 должно привести к повышению приземной температуры в довольно широком диапазоне ее изменения — от $1,5$ до $4,5^{\circ}\text{C}$. По прогнозу, это должно произойти к 2100 г.

Для более правильного представления об изменениях климата в будущем важно хорошо представлять себе распределение тепла и влаги по географическим широтам, так как это позволяет прогнозировать схему общей циркуляции атмосферы. Задача эта очень сложная и на основании знаний о современном климате не поддается достаточно репрезентативному решению. Более плодотворный метод ее решения заключается в анализе климатов прошлых геологических эпох, природные условия которых могли быть похожими на предполагаемые обстановки будущего. Такие исследования, и, прежде всего составление палеогеографических карт на различные временные срезы, проводятся в рамках советско-американских работ по изучению климата.

В то же время неоценимую помощь для прогноза изменения климата могут дать инструментальные наблюдения за температурой за достаточно длительный срок. В недавнем обзоре Г.С. Голицына [1986] приводится ряд среднегодовых значений температуры приземного слоя воздуха, осредненных по всему земному шару за 1904—1983 гг. Из анализа выявляется определенный тренд к потеплению климата на $0,55^{\circ}\text{C}$ за 100 лет. Такое повышение температуры

вполне согласуется с теоретическими моделями, учитывающими парниковый эффект. Правда, все авторы признают, что выделение тренда недостаточно надежно, так как не выходит за рамки периодических вариаций в изменениях среднегодовых температур.

Так или иначе, но сейчас потепление климата в результате увеличения концентрации в атмосфере техногенных парниковых газов признается все большим и большим числом ученых. В 1985 г. в Филлахе (Австрия) была проведена посвященная этой проблеме международная конференция, организованная совместно Программой ООН по окружающей среде (ЮНЕП), Всемирной метеорологической организацией (ВМО) и Международным советом научных союзов (МСНС). Конференция официально заявила: «...возрастание концентрации парниковых газов приведет к значительному потеплению глобального климата в следующем столетии» [Голицын, 1986]. Вывод о потеплении климата в результате воздействия парникового эффекта прозвучал также в опубликованном в июне 1988 г. специальном докладе ООН.

Последствия потепления климата могут проявляться по-разному. В соответствии с модельными исследованиями наибольшее потепление должно быть характерным для приполярных широт, где превышения температур над современными могут достигнуть 10° С. Изменится увлажненность различных регионов: по некоторым расчетам, произойдет существенное возрастание испарения в высоких широтах и речной сток уменьшится; в лесной зоне, напротив, количество осадков увеличится, а в лесостепи и степи сократится. В результате изменений температур и влажности условия для ведения сельского хозяйства в некоторых районах могут стать более благоприятными, а в других ухудшатся. По некоторым прогнозным моделям изменения климата, при потеплении усилится циклоническая деятельность, возрастут сила и частота образования тайфунов и штормов.

Наиболее общее и, очевидно, наиболее отрицательное последствие концентрации CO₂ и потепления климата — повышение уровня Мирового океана. Повышение уровня Мирового океана на несколько метров можно расценивать как глобальную катастрофу, ибо будут затоплены огромные густонаселенные прибрежные территории и такие города, как Амстердам, Лондон, Шанхай, Нью-Йорк и др. По различным данным, от 30 до 50% населения земного шара живет на территории, примыкающей к Мировому океану. Подъем его уровня непосредственно отразится на судьбе этого огромного количества людей.

Береговая зона используется для сооружения крупных промышленных предприятий, прокладки дорог, строительства опреснительных установок, атомных и тепловых электростанций, под сельскохозяйственные угодья, для развития марикультуры, имеет огромное рекреационное значение. В береговой зоне сосредоточены зна-

чительные запасы полезных ископаемых. Прилегающие к ней морские акватории принимают и осаждают на дне большую часть природных загрязнителей, приносимых с суши. При повышении уровня океана произойдет не только затопление края суши, но и интенсивный размыв берегов, засоление грунтовых вод — источников водоснабжения, засоление почв, гибель прибрежных биоценозов и др.

Исследованию процесса глобального повышения уровня океана, его развитию в ближайшем будущем, катастрофическим последствиям, конкретным проявлениям и экономическим затратам на защиту от наводнений и посвящена представляемая вам книга, которая не случайно в английском оригинале снабжена подзаголовком «Вызов нашему поколению». Она базируется на серии докладов, представленных весной 1983 г. на конференции, организованной Агентством США по охране окружающей среды. До этого по заданию Агентства проводилось специальное изучение проблемы на двух конкретных участках атлантического побережья США, а именно в районах г. Чарлстон (штат Южная Каролина) и г. Галвестон (штат Техас). Здесь оценивались сценарии поведения территории в ходе потепления климата и повышения уровня моря.

Будучи написанной многими авторами — специалистами по разным направлениям проблемы, книга не является просто сборником статей. Редакторы работы М. Барт и Дж. Тайтус, которые участвовали в составлении вводной и некоторых других глав, объединили материал под одним углом зрения — всестороннее рассмотрение реальности, подробностей предстоящего поднятия уровня Мирового океана. В книге объективно показана недостаточная обоснованность (в силу ограниченности современного научного анализа) предпосылок для окончательных выводов, приблизительность (из-за невозможности учесть все факторы, влияющие на уровень океана) расчетов, положенных в основу моделей, что ведет к вариантности результатов.

В задачу авторов и редакторов книги входило трезво, достаточно объективно оценить природную ситуацию и предупредить общественность о надвигающейся на побережья катастрофе. Реальность возникшей угрозы в том, что уже через 25—40 лет поднятие уровня океана может привести к разрушению многих существующих и проектируемых сейчас инженерных сооружений береговой зоны и прилегающей к ней суши. Поэтому уже сейчас необходимо учитывать эффект подъема уровня океана при строительстве новых объектов и готовить к защите от моря уже существующие.

В чем причины повышения уровня моря, почему океан наступает? Непосредственным следствием потепления климата станет увеличение объема воды в верхнем слое океана (так называемое термическое расширение). Подсчитано, что повышение глобальной температуры на 4° С приведет к подъему уровня Мирового океана за счет термического расширения на 1 м.

Кроме того, Р.К. Клиге [1985] считает, что потепление на $2,5^{\circ}\text{C}$ вызовет рост испарения и стока на суше с одновременным сокращением запасов пресных вод на величину до $440\text{ км}^3/\text{год}$. Это приведет в течение двух десятилетий к повышению уровня океана более чем на 20 см. Естественно, большее увеличение температур повлечет за собой и большее извлечение вод с суши в океан.

Современные наблюдения за мареографами показывают, что скорость поднятия уровня океана составляет 1,5 мм/год. Различные авторы в результате анализа футшточных данных за последние 100 лет пришли к выводу, что уровень океана повысился за это время на 10—15 см, причем пять см из этой величины обеспечило термическое расширение воды из-за потепления климата на $0,5^{\circ}\text{C}$ [Голицын, 1986; Клиге, 1985].

Однако только термическим расширением воды в океане и изменением испаряемости современное и прогнозируемое повышение уровня океана объяснить нельзя. Единодушно предполагается, что потепление приведет к таянию ледников суши, и талая вода пополнит объем океана. Это не лишено основания, ибо известно, что в периоды максимальных оледенений Земли из океана изымалось около 35 млн. куб. км воды, которая аккумулировалась в ледниковых щитах, покрывавших Северную Европу, Канаду, острова Северного Ледовитого океана, часть Южной Америки. Во время теплых межледниковий при таянии ледников вода возвращалась в океан. Амплитуда таких гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана достигала примерно 110 м: в периоды оледенений уровень опускался ниже современного на 100 м, а максимальные трансгрессии затопляли сушу не более чем на 10-метровую высоту.

Последнее оледенение было 17 тыс. лет назад. Потепление климата привело к постепенному распаду ледниковых щитов. Исключение составляют Антарктический щит, который образовался около 25 млн. лет назад, и ледниковый щит Гренландии, возраст которого около 5 млн. лет. Оба этих щита, по-видимому, в течение последних миллионов лет существенно не меняли свои объемы. Таяние 17—10 тыс. лет назад основных крупных ледников привело к повышению уровня океана примерно на 100 м; шесть-пять тыс. лет назад он достиг своих современных отметок и после этого менялся не более чем на 3—4 м. Возможно, что современный подъем уровня — инерция процесса, продолжавшегося почти непрерывно несколько тысячелетий.

Вызовет ли повышение приземных температур таяние оставшихся на планете ледников? Современные ледники занимают площадь более 16 млн. кв. км. Ежегодно с крупнейших ледников Антарктиды и Гренландии поступает в океан более 2650 куб. км воды, что составляет не менее 8% всего стока воды с суши. Для изменения уровня Мирового океана на 1 мм достаточно прибавить или изъять 360 куб. км воды — это, по данным В.М. Котлякова [1986], немно-

гим более 2% объема айсбергов, плавающих вокруг Антарктиды. Казалось бы, потепление климата должно способствовать таянию ледников и прибавлению воды в океане. Однако все не так просто. При потеплении должно увеличиться испарение с поверхности океана, а, следовательно, больше станет атмосферных осадков, и питание ледников улучшится. В геологическом прошлом такое явление, когда повышение температур приводило к росту ледников, происходило неоднократно. Для решения вопроса о том, какой будет реакция ледников на потепление климата, необходимо знать соотношение тепла и влаги в различных ледниковых областях. При разных температурах воздуха и количествах атмосферных осадков ледники будут вести себя неодинаково, достаточно индивидуально (в зависимости от объема, положения у снеговой линии и т. п.), в одних случаях нарастая, в других — сокращаясь. Все эти вопросы еще недостаточно изучены.

Советским гляциологом В.М. Котляковым [1986] предлагается такой сценарий поведения ледников в будущем столетии при антропогенном потеплении климата. В горных странах умеренных широт Евразии температуры лета останутся примерно на современном уровне, а сильное потепление зим уравнивается увеличением осадков, и ледники, видимо, не изменят свой объем, а может быть, и увеличат его. В арктических районах, где и зимние и летние температуры возрастут на 10—15° С, будет происходить интенсивное таяние ледниковых куполов (Шпицбергена, Новой Земли, Северной Земли и др.), и они могут резко сократиться или вовсе исчезнуть за несколько десятилетий. В Гренландии граница аккумуляции снега отступит, и площадь таяния льда удвоится. Гренландский ледниковый щит в такой ситуации должен уменьшать свою мощность на 0,5—0,7 м ежегодно. Основная часть ледникового покрова Антарктиды при потеплении климата на 10° С вряд ли изменится, так как площадь ледника огромна и он слишком холодный. Возможно, сильно деградируют шельфовые ледники, которые спускаются в океан и находятся на плаву.

Последние годы в научной литературе активно обсуждается гипотеза о распаде ледникового щита Западной Антарктиды, нижняя часть которого находится ниже уровня океана. Разрушение этого ледника должно привести к повышению уровня Мирового океана на 5,5 м. Однако, по мнению большинства ученых, в следующем веке катастрофического таяния Западно-Антарктического ледника не произойдет [Голицын, 1986].

Таким образом, реакция современного оледенения на потепление климата не поддается однозначному анализу и невозможно определить, сколько талой воды будет поступать в океан. Мне кажется, что в логической цепи повышение концентрации парниковых газов — потепление климата — таяние ледников — подъем уровня Мирового океана самое неизученное звено — реакция материкового

оледенения на повышение приземных температур атмосферы. Поэтому вывод о затоплении края суши в недалеком будущем можно считать недостаточно доказанным. В книге не замалчивается то, что одна из основных посылок проблемы спорна и требует дополнительного исследования. С другой стороны, зафиксированное современное поднятие уровня, его ускорение в последние годы, наблюдения за отступанием края ледников делают достаточно реальным прогноз того, что океан будет наступать на сушу более активно, чем в настоящее время.

Исходя из неопределенностей в решении задачи, авторы книги рассматривают несколько вариантов (сценариев) подъема уровня Мирового океана. Один из них, базовый, предполагает, что уровень будет повышаться с той же скоростью, что и в настоящее время. Кроме базового сценария, анализируются в зависимости от вводимых в модель параметров минимальный, средний и максимальный сценарии. Согласно этим сценариям, уровень Мирового океана может подняться, по максимальным расчетам, на 17 см к 2000 г., на 117 — к 2050 г. и на 345 см — к 2100 г.; по минимальным — на 4, 5, 24 и 56 см соответственно.

Нужно учитывать, что вместе с затоплением тысяч квадратных километров прибрежных земель произойдет резкое возрастание размыва берегов. Кроме того, усиление интенсивности тайфунов приведет к временным затоплениям больших территорий, так как во время тайфунов уровень может дополнительно подниматься еще на несколько метров. В связи с этим расширится зона, подверженная штормовому размыву и засолению. В книге приводится пример, показывающий, что при повышении уровня океана на 1 м засоление распространится вверх по течению р. Делавэр на 20 км, что поставит под угрозу водоснабжение такого крупного американского города, как Филадельфия.

Значительный отрицательный эффект повышения уровня океана может проявиться уже к 2025 г., то есть через 36 лет. Многие негативные явления появятся еще раньше. Больше того, уже сейчас в результате современного повышения уровня океана от интенсивного размыва страдают многие побережья мира. По данным авторов книги, убытки от штормовых размывов атлантического побережья США составляют около 3 млрд. долл. в год.

В книге недостаточно ясно, на мой взгляд, показано, что подъем уровня моря — это не просто подтопление прибрежных территорий. Это активная переработка морскими волнами края суши, переработка, которая может происходить по-разному в различных физико-географических и геологических условиях береговой зоны. В нашей стране уже давно ведутся исследования в этой области [Зенкович, 1962] и достигнуты определенные успехи.

Благодаря своей позиции между сушей и океаном берега очень динамичная природная зона. Здесь, где и при стабильном

уровне моря происходят постоянные преобразования форм рельефа и слагающих их пород, береговая линия может достаточно быстро (за несколько лет) выдвигаться в сторону океана или, напротив, далеко отступить в сторону суши, и при этом будут размыты и снесены в море многие гектары земли, хозяйственные и жилые сооружения, дороги и др.

В настоящее время интенсивный размыв берегов и вследствие этого отступление береговой линии даже на тех участках, где раньше происходило выдвигание суши,— одна из самых значительных глобальных тенденций. В течение нескольких последних десятилетий произошло усиление размыва берегов, оно распространилось на многие прибрежные районы Мирового океана. Еще в 1972 г. на эту тенденцию обратила внимание Комиссия по береговым обстановкам Международного географического союза (в ее работе активное участие принимают советские исследователи), которая предприняла специальные исследования феномена размыва берегов. По данным Комиссии, более 70% аккумулятивных, то есть ранее нараставших, берегов отступает в сторону суши со скоростью, превышающей 10 см/год, около 20% песчано-галечных берегов отступает более чем на 1 м/год.

Причин, обусловивших глобальный размыв береговых аккумулятивных форм, несколько. С одной стороны, повсеместное отступление береговой линии — закономерная стадия природного процесса развития береговой зоны в условиях современного подъема уровня, а с другой — следствие интенсивного освоения побережий человеком.

Для формирования рельефа и отложений современной береговой зоны решающее значение имело поднятие более чем на 100 м уровня Мирового океана, которое происходило, как уже говорилось выше, в результате таяния материковых ледниковых щитов, покрывавших Северную Евразию и Северную Америку 17—15 тыс. лет назад.

При поднятии уровня океана в зону воздействия волн попали пространства прибрежных низин с большим запасом рыхлого обломочного материала и неровным рельефом. Волны интенсивно перерабатывали рельеф и отложения, формируя профили подводных береговых склонов. При этом происходила сортировка обломочного материала, и значительная часть его (песок, галька) выбрасывалась со дна на сушу, где в приурезовой полосе на последнем этапе процесса подъема уровня формировались береговые аккумулятивные формы различного типа. Именно в этот период были построены огромные аккумулятивные формы типа пересыпей, кос и барьерных островов атлантического побережья США, Сахалина, Чукотки, Мексики, сложные аккумулятивные формы и террасы аргентинского побережья, Западной Африки, дюнные массивы Восточной Австралии, Северного и Балтийского морей и др. Определения абсолютно-

го возраста этих образований достоверно подтверждают, что они были сформированы 5—2 тыс. лет назад [Каплин, 1973]. Однако в последние столетия запасы обломочного материала на дне истощились. Дефицит наносов на подводном склоне у крупных аккумулятивных образований в настоящее время закономерен. При длительном поступлении наносов со дна происходит обеднение материнского субстрата поверхностных осадков шельфа теми фракциями обломочного материала, которые могут быть вынесены вверх по склону волнами и из которых строятся аккумулятивные формы. Остающиеся на дне осадки приходят в динамическое равновесие с условиями волнения при выработанном им уклоне подводного берегового склона.

В том случае, если при дефиците наносов происходит медленное, как в настоящее время, относительное погружение суши, в зону действия волн попадает мористая часть аккумулятивных форм с более крутым уклоном, чем подводный склон. Крутые уклоны в приурезовой зоне обеспечивают подход к берегу более крупных, не потерявших свою энергию волн. В результате этого происходит размыв фронтальных участков аккумулятивных береговых образований. При этом материал с фронтальной зоны формы перебрасывается в ее тыл, а часть его уходит на подводный склон, компенсируя увеличение глубин при поднятии уровня.

В результате перераспределения материала, его перемещения с фронта аккумулятивной формы в ее тыл происходит общее смещение формы в сторону суши, напользание ее на береговую равнину или на дно лагуны за ней [Зенкович, 1962; Каплин, 1973].

В связи с тем, что поднятие уровня Мирового океана ведет к перестройке профиля береговой зоны и размыву суши, механизм этого процесса активно обсуждается в зарубежной литературе. В этой книге в нескольких главах демонстрируется общепринятая схема П. Бруна. По этой схеме при поднятии уровня моря происходит размыв верхней части склона и надводного участка аккумулятивной формы. Одновременно с размывом верхней части склона и отступанием уреза происходит аккумуляция материала и нарастание поверхности дна во внешней зоне подводного склона (рис. 10). При этом предполагается, что объемы материала размыва верхней части береговой зоны и материала, аккумулятировавшегося во внешней части ее, равны.

В принципе схема П. Бруна (такой механизм процесса размыва еще ранее был проанализирован В.П. Зенковичем и его учениками) подтверждается и экспериментальными данными, и натурными наблюдениями. Однако в схеме не учитывается тот факт, что при размыве фронтального склона аккумулятивных образований часть обломочного материала может перебрасываться волнами через аккумулятивную форму, и сама она в этом случае смещается в сторону суши (рис. 12). Такое смещение аккумулятивных форм подробно

было изучено советскими учеными на Чукотке, Западной Камчатке, Сахалине.

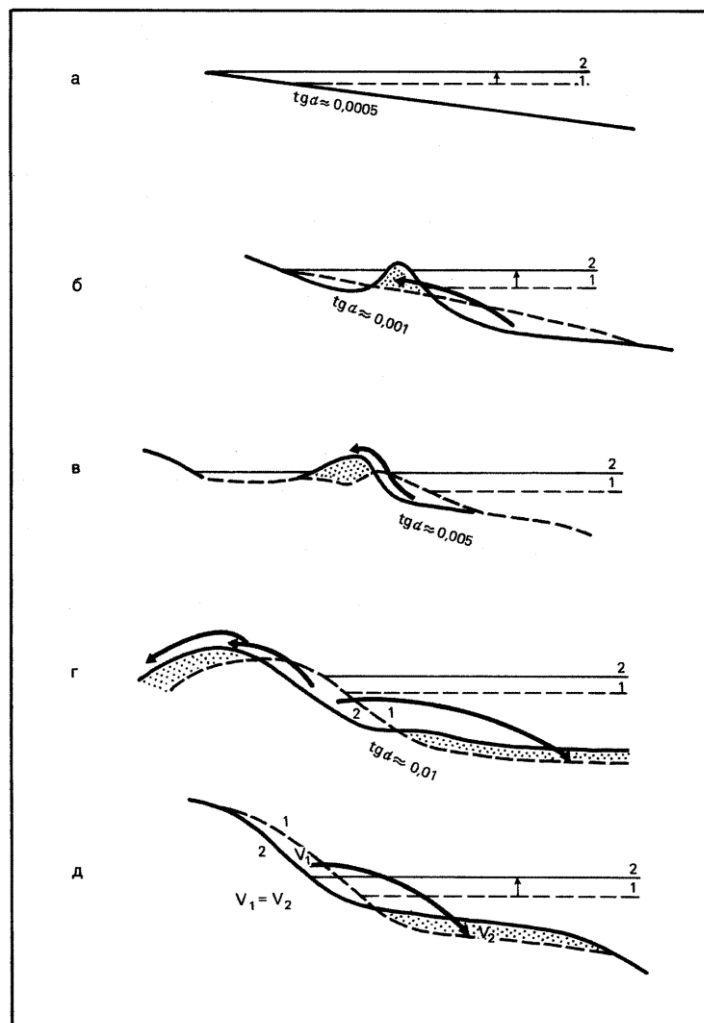


Рис. Схема развития аккумулятивного берега при поднятии уровня моря в условиях различных уклонов подводного берегового склона

Схема П. Бруна, кроме того, не универсальна. Теоретические разработки советских исследователей, а также непосредственные наблюдения за береговой зоной Каспийского моря, где, как извест-

но, за последнее десятилетие произошло повышение уровня на 1,2 м (12 см/год), позволяют выделить разнообразные варианты развития береговой зоны в условиях подъема уровня. Это разнообразие обуславливается в первую очередь уклонами подводного берегового склона.

На наиболее отмелых берегах (уклон 0,0001—0,0005) происходит пассивное подтопление суши без переработки береговой зоны. Такие берега не подвергаются воздействию волн, которые теряют свою энергию на отлогом подводном склоне задолго до достижения уреза моря (рис. 1а).

В условиях несколько больших уклонов подводной части береговой зоны (уклоны $\approx 0,001$) при повышении уровня моря на дне в большем или меньшем удалении от уреза в полосе разбивания волн формируется береговой вал, который отчленяет в виде лагуны часть акватории (рис. 1б). Этот вал, превращающийся в пересыпь, сложен обычно донными осадками, на Каспийском море — чаще всего раковинным материалом.

Еще более крутые уклоны (0,005) подводного берега обеспечивают разрушение волны почти у самого уреза. Наносы подводного склона перерабатываются, и значительная их часть выбрасывается к урезу, надстраивая приурезовый береговой вал. В то же время в образующуюся лагуну поступают пресные воды со стороны суши. При дальнейшем подъеме уровня из приурезового вала образуется пересыпь-бар, за которым появляется мелководная лагуна (рис. 1в). Правда, если за пересыпью-баром располагается не низменная суша, то лагуна, естественно, не образуется, а происходит наращивание приурезового берегового вала и смещение его в сторону суши. Это, собственно говоря, уже следующий тип развития береговой зоны, показанный на схеме 1г.

Вариант развития берега по П. Бруну (рис. 1а) происходит также при достаточно крутых уклонах — 0,01. Значения уклонов подводного склона даются мной, конечно, с большой степенью неопределенности, так как развитие берега в соответствии с той или иной схемой зависит и от других условий, в частности от количества и размерности наносов.

Таким образом, опыт изучения Каспия очень полезен при анализе динамики береговой зоны в условиях подъема уровня моря. Каспийское море — природная модель, с помощью которой можно и нужно исследовать береговые процессы во время прогнозируемого повышения уровня Мирового океана. В целом на берегах Каспия после быстрого подъема уровня процессы размыва сильно активизировались.

В последние столетия также резко уменьшилось поступление наносов из устьев рек — главных поставщиков обломочного материала в береговую зону. В связи с подъемом уровня океана многие реки в устьях были подтоплены, что привело к ослаблению эрозии и

уменьшению сноса рыхлого материала в областях водосборов.

Однако в условиях природной обстановки, сложившейся к настоящему времени в береговой зоне Мирового океана, даже при подъеме уровня и естественном дефиците наносов, аккумулятивные берега смогли бы, по всей видимости, существовать в некотором неустойчивом равновесии, локально размываясь, а иногда и нарастая. Природные системы, к которым относится береговая зона, обычно имеют резервы для саморегулирования процессов самозащиты от деградации.

Повсеместное техногенное вмешательство человека в природу, очевидно, послужило толчком (спусковым механизмом) к нарушению природного равновесия и вызвало необратимое прогрессивное нарастание процесса размыва.

С конца XIX столетия происходит бурное освоение и использование ресурсов прибрежных зон: сооружаются порты, укрепляются участки берега путем возведения различных инженерных конструкций, осваиваются прибрежные территории, ведется интенсивное строительство набережных, водозаборов и др. В большинстве случаев техногенное вмешательство происходит без учета сложившихся природных условий, что приводит к нарушению природного равновесия.

Наиболее простой вид вмешательства человека в береговую природную систему — изъятия из береговой зоны для нужд строительства песка и гальки. Такие изъятия в недавнем прошлом на многих побережьях имели массовый характер, что и не удивительно, так как взять строительный материал с пляжа много проще, чем обустроить специальные карьеры. На Черноморском побережье Грузии, например, на строительство городов, курортов, дорог в течение 1940—1970 гг. с пляжей и дельтовых участков рек было изъято 30 млн. куб. м песка и гальки, что, естественно, отрицательно сказалось на напряженном бюджете наносов береговой зоны [Каплин, Никифоров, 1985].

Большой ущерб береговой зоне наносит строительство выдвинутых в море молов и других портовых сооружений. Выдвинутые в море гидротехнические сооружения затрудняют миграции обломочного материала вдоль берега, нарушают целостность природных береговых систем, вызывают локальные, но очень сильные размывы. После строительства на Черном море Потийского морского порта южнее его довольно быстро была размыва полоса суши шириной 900 м.

Большое влияние оказывает антропогенная деятельность на количество выноса твердого речного стока. В течение последних десятилетий резко нарастает мелиоративное и гидротехническое использование рек. В результате строительства плотин гидроэлектростанций резко падает приток обломочного материала по долинам в береговую зону. Например, после строительства Асуанской плотины

дельта Нила стала размываться со скоростью 40 м/год. В целом расход речного стока в результате техногенной деятельности имеет устойчивую тенденцию к уменьшению. По прогнозам, реализация этой тенденции приведет к сокращению речного стока к 2000 г. на 50%. Соответственно примерно на столько же меньше станет и твердый сток. Следовательно, в связи с уменьшением приноса в береговую зону аллювиального материала в текущем столетии прогрессивно увеличивался и будет увеличиваться размыв аккумулятивных форм, питающихся наносами, которые поступают из рек.

В связи с усиливающимися размывами берегов при подъеме уровня океана становится актуальной задача защиты берегов от разрушения. В книге этому уделено достаточно много места. В мировой практике защиты берегов от размыва приоритет отдается различного типа гидротехническим сооружениям. Они описаны в 6-й гл. и подразделяются на «жесткие» и «мягкие». В отечественной практике принято разделять берегозащитные сооружения на «активные» и «пассивные», что не совсем аналогично по содержанию американским терминам. Поэтому в русском тексте книги было отдано предпочтение дословному переводу терминов. Некоторые из типов берегозащитных сооружений не используются в СССР. Для таких конструкций также применялся буквальный перевод. На мой взгляд, авторы книги переоценивают возможности гидротехнических берегозащитных сооружений. У советских специалистов существует иная оценка этих конструкций.

Одним из распространеннейших и, казалось бы, очевидных средств защиты считаются волноотбойные стенки, построенные вдоль береговых откосов. Однако у таких стенок волны из-за повышения их гидродинамической активности быстро подмывают подножия, и разрушение берега происходит гораздо быстрее.

Эффективнее действуют буны, железобетонные сооружения, воздвигаемые под углом к береговой линии. Буны, а также волноломы и банкеты, искусственные подводные гряды, ориентированные вдоль берега, защищают участок берега в месте их непосредственной постройки. Однако строительство серии бун или волноломов чаще всего вызывает усиление размыва на соседних участках. Так же как и волноотбойные стенки, буны и волноломы могут во время штормов подмываться, и поэтому они недолговечны.

Дело в том, что в условиях дефицита наносов при волновом воздействии на гидротехнические сооружения происходит размыв подводного склона. На Черном море, например, в районе г. Потти дно перед гидротехническим сооружением углубилось на 2—3 м. Увеличение уклонов подводного склона приводит к резкому возрастанию волнового воздействия. Деформация или разрушение берегоукрепительных сооружений в таких случаях происходят внезапно при волнах средней силы. Вообще опыт показывает, что «латание» берега на отдельных участках не спасает положения.

Сказанное выше не означает, что гидротехнические сооружения совершенно не нужны и вредны. Успехи морской гидротехники несомненны, и инженеры-гидротехники предложили для защиты берегов немало замечательных конструкций. К сожалению, огромные возможности технических решений всех вопросов берегозащиты породили иллюзию, будто с природными процессами можно не считаться.

Строительство сооружений, укрепляющих берег, должно вписываться в рамки общих мероприятий по охране и рациональному использованию побережий. Задача таких мероприятий состоит в том, чтобы они полностью охватывали береговую зону в пределах целостных природных систем и сводили к минимуму нарушения природных связей и, напротив, максимально используя природные условия, «помогали» берегам в их самозащите. Возникает настоятельная необходимость, особенно в условиях прогнозируемого подъема уровня океана, создания и реализации моделей управления природными процессами береговой зоны.

Одной из них может быть модель, предусматривающая искусственное сбалансирование приходной и расходной частей бюджета береговых систем. В книге о таких способах берегозащиты упоминается, но, по-моему, авторы не уделили им должного внимания. Наш опыт свидетельствует о большой эффективности этих методов.

Лучшее средство защиты побережья от штормовых волн — пляж, на котором гасится их энергия. Поэтому все больше и больше специалистов в СССР приходит к выводу, что в основу берегозащитных мероприятий должны быть положены работы по восстановлению размываемых и созданию новых искусственных пляжей. Авторы книги считают, что метод подпитки пляжей более дорогой, чем строительство, например, бун. В СССР, напротив, создание искусственных пляжей в большинстве случаев по ряду обходится в 2—1,5 раза дешевле, чем гидротехнические сооружения.

В зависимости от конкретных условий при создании искусственных пляжей могут применяться различные способы внесения определенного количества обломочного материала в береговую зону: материал сгружается самосвалами в одну точку пляжа, а затем, самостоятельно мигрируя вдоль берега, распределяется по всей природной системе; материал сгружается баржами на дно и волнами выбрасывается к урзу, формируя пляж; материал рефулируется по трубопроводам от устьев рек на размываемый участок и т. п. Такая работа в широком масштабе проводится в настоящее время на побережье Грузинской ССР [Каплин, Никифоров, 1985].

Еще недавно из 312 км общей протяженности берегов Грузии 220 км подвергались разрушению. Скорость размыва на отдельных участках достигала 16 м/год. Парадоксально, но факт: самое худшее положение сложилось на тех участках, где берега в прошлом укреплялись традиционными гидротехническими сооружениями. Сейчас

здесь регулярно, с учетом природных условий производится отсыпка в береговую зону значительного количества пляжеобразующего материала (гравий, галька), добытого из карьеров, расположенных на суше. Так, на пляж в районе Гагра — Пицунда в 1982 г. было завезено 510 тыс. куб. м обломочного материала. Сформировавшийся широкий пляж в настоящее время не только защитил аварийные участки, но и резко улучшил состояние всего 22-километрового берега.

Специально созданному республиканскому научно-производственному объединению «Грузморберегозащита» удалось за пять лет резко улучшить состояние береговой зоны республики. В настоящее время на всем побережье Грузии не осталось участков, которые бы подвергались сильному размыву.

В условиях быстрого подъема уровня океана в будущем для защиты берегов от интенсивных размывов, я думаю, основными методами борьбы должны стать методы управления природными процессами береговой зоны. Конечно, нельзя полностью отвергать и методы инженерной защиты. Кстати сказать, выбранные авторами книги ключевые участки (Чарлстон и Галвестон) не совсем показательны в этом смысле. Их берега по большей части закрыты и не подвергаются сильным штормовым атакам. В такой обстановке (эстуарии, закрытые бухты) дамбы и насыпи достаточно эффективно защищают сушу. Иное дело — открытые океанские берега, где эти сооружения не могут долгое время выдерживать натиск больших волн. Здесь требуются иные подходы, а именно учет всех природных особенностей береговых систем.

Несколько слов необходимо сказать о гл. 7 и 8, в которых приводится экономический прогноз последствий подъема уровня океана. Это очень интересный и необычный, по крайней мере для наших изданий, раздел. Конечно, часть приводимого анализа и высказанные оценки пока еще мало приемлемы для наших исследований, так как однозначно исходят из сложившихся в США отношений собственности. Однако даже и этот аспект книги интересен с точки зрения индивидуальных застройщиков прибрежных территорий, которых и на наших берегах достаточно. Экономический прогноз, приводимый в книге, позволяет индивидуальному застройщику принимать решения о целесообразности или бесполезности восстановления разрушенных штормом построек. В этом смысле подходы авторов могут вызвать определенный интерес.

В то же время авторы книги понимают, что надвигающаяся угроза имеет глобальный характер, и поэтому оценка ее, меры противодействия должны быть коллективными на уровне правительств, руководства штатом, городом, поселком, отдельных сообществ жителей. Особенно много места отводится анализу действия местных организаций разного ранга, которые обозначаются единым общим понятием, звучащим в нашем переводе как «община». В целом методы прогноза основываются в книге на принципах развитой госу-

дарственной экономики. За базу расчетов берется стоимость совокупного общественного продукта.

Наибольший интерес представляет методика экономического прогноза, подходы к исчислениям ущерба, конкретные экономические исследования территории. Знакомство с этой методикой, на мой взгляд, будет полезно для многих организаций, занимающихся хозяйственной деятельностью на берегах. Конкретные расчеты убытков предполагаемой штормовой деятельности, оценка рентабельности превентивных мер защиты рассмотрены в книге наглядно и выпукло. Опыт такой работы актуален в наше время в нашей стране, когда стоит вопрос о новых методах хозяйствования в условиях самофинансирования и самоокупаемости.

Экономические исследования проводились в ключевых районах с учетом всех их особенностей. Экономическая ситуация рассматривалась по заданным параметрам всех сценариев. Оценивались: 1) прямые потери экономики от затопления территории и размыва берегов при различной повторяемости штормов; 2) потери перспектив экономического развития района в результате повышения уровня океана; 3) стоимость защиты побережья.

Исследования показали, что, например, в районе г. Чарлстон (площадь 275 кв. км, население 130 тыс.), по максимальному сценарию, к 2075 г. будет потеряно 45% земли, при тайфунах будут затопливаться 23 участка, а экономические убытки составят 2,5 млрд. долл. Меры по подготовке к подъему уровня, по мнению авторов, могут уменьшить потери в некоторых случаях более чем на 60%.

Характерно, и это не раз отмечается в книге, что экономически эффективными окажутся не только конкретные меры защиты от подъема уровня океана, но и сами знания о возможном затоплении края суши. Учет такой перспективы позволяет определенным образом планировать хозяйственную деятельность, закладывать данные прогноза в будущие проекты строительства и освоения территории.

В весьма интересных комментариях, помещенных в конце книги, несколько раз прозвучало сожаление о том, что прогноз неточен и предполагает широкий диапазон вариантов. Действительно, для развертывания хозяйственной деятельности далеко не безразлично, на 1 или 4 м поднимется в будущем уровень океана. Агентство США по охране природной среды отлично понимает настоятельную необходимость в проведении дальнейших исследований для уточнения прогноза. Простое ожидание получения новых данных было бы самым неудачным способом развития представлений о подъеме уровня моря в будущем, говорится в книге.

Междисциплинарные исследования феномена антропогенного потепления климата и подъема уровня океана в настоящее время активно продолжаются не только в США, но и во многих других странах. В США они проводятся под эгидой Агентства по защите окружающей среды. Агентство в 1983—1987 гг. провело изучение

района расположения города Оушен-Сити в штате Мэриленд. Этот город находится на открытом океанском берегу в пределах береговых аккумулятивных форм. Естественно, что последствия ожидаемого подъема уровня океана будут здесь действительно катастрофическими. Такие же подробные комплексные исследования были проведены в штатах Луизиана и Нью-Джерси. В штате Делавэр в эстуарии одноименной реки специально изучалось влияние засоления устья реки при подъеме уровня океана на экосистемы.

Результаты работ опубликованы и рассылаются заинтересованным организациям и отдельным ученым. Кроме того, Агентство придает большое значение распространению среди широкой публики знаний о возможном потеплении климата и подъеме уровня океана. Поэтому данные о парниковом эффекте и уровне океана регулярно появляются в американских газетах и массовых журналах. Во всех публикациях, в том числе в этой книге, звучит большая тревога о возможных значительных негативных последствиях начавшегося процесса повышения уровня моря. Авторы считают своим долгом предупредить об этом общественность, местные администрации, правительства. Иногда определения некоторых явлений в этой книге несут, может быть, преувеличенную эмоциональную окраску. В книге, например, постоянно говорится о «береговой катастрофе».

Между тем проблема обсуждается не только в США. В Европе образовалась межправительственная организация по изучению изменений климата и приморских низменностей. Инициатором проведения таких исследований стала Голландия, для которой грядущий подъем уровня моря наиболее опасен. В рамках разработанной программы проведено несколько конференций с участием представителей Голландии, Англии, ФРГ, Дании, Бельгии и других стран. Рабочая группа по изучению приморских низменностей приняла решение о создании серии карт, на которых должна быть показана зона возможного затопления. Основная карта приморских низменностей Северной Европы будет выполнена в масштабе 1:2 500 000. Кроме того, создаются более крупномасштабные карты эстуариев Эльбы, Темзы и др. Можно констатировать, что в настоящее время на Западе проявляется большое внимание к проблеме, осознана необходимость проведения углубленных комплексных междисциплинарных исследований, особенно для того, чтобы увеличить точность прогноза. Внимание ученых сосредоточено на особо уязвимых аспектах анализа: приведет ли потепление климата к интенсивному таянию ледников и какую роль сыграет океан в поглощении излишков CO₂? Кроме того, обсуждаются меры по борьбе с последствиями подъема уровня моря. Может быть несколько решений этой проблемы: перенос основных объектов из зоны затопления и зоны воздействия штормов с вековой повторяемостью, защита побережья различными гидротехническими сооружениями и управление природными процессами береговой зоны. Известные американские ученые Вальтер

Ньюман и Роде Фейрбридж [Newman, Fairbridge, 1986] предложили перебросить часть вод Мирового океана на континенты. Они подсчитали, что с 1957 по 1982 г. на ирригацию и заполнение водохранилищ было использовано столько воды, сколько необходимо ее изъять из океана для того, чтобы понизить его уровень на 0,75 см. При заполнении же множества бессточных бассейнов континентов (Каспий, Арал, Мертвое море и др.) можно было бы, по мнению этих авторов, законсервировать воду и приостановить подъем уровня океана.

К сожалению, в нашей стране активного обсуждения и изучения проблемы не ведется. Конечно, публикуются отдельные статьи в научных журналах, но широкая научная общественность, планирующие органы не знают о возможном повышении уровня океана на 3—4 м. Между тем на побережьях строится и планируется построить много дорогостоящих объектов длительного пользования. Упомяну хотя бы дамбу, ограждающую Ленинград от наводнений. Если приведенный в книге прогноз осуществится, и уровень Балтийского моря поднимется на несколько метров, то, очевидно, возникнет необходимость реконструкции этой дамбы. Издавая эту книгу на русском языке, мы надеемся, что она привлечет внимание научной общественности, планирующих и природоохранных организаций к проблеме и побудит их к ее специальному и углубленному изучению, принятию некоторых превентивных мер. Книга призывает нас к активным действиям, усилению междисциплинарных исследований, выбору на территории СССР ключевых районов и оценке их реакции на будущий подъем уровня, экономическому анализу ситуации.

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М.И. Влияние человека на климат. Л., Гидрометеиздат, 1972, 47с.
- Будыко М.И., Ронов А. Б., Янишин А. Л. История атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1985, 208 с.
- Голицын Г.С. Изменение климата в XX и XXI столетиях. Изв. АН СССР, «Физика атмосферы и океана», 1986, №12, с. 1235—1249.
- Добродеев О.П. Живое вещество и оледенения Земли.— «Природа», 1975, №6, с. 67—71.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962, 710 с.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во Моск. ун-та, 1973, 264 с.
- Каплин П.А., Никифоров Л.Г. Защита морских берегов от размыва.— «Природа», № 1, 1985, с. 69—79.
- Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. М., «Наука», 1985, 247 с.
- Котляков В.М. Снег и лед в природе Земли. М., «Наука», 1986, 156 с.
- Bird E. Coastline Changes. A Global Review. John Wiley and Sons, 1985, 219 p.
- Newman W., Fairbridge R. The management of sea-level rise.— «Nature», vol. 320, № 6060, 1986, p. 319—321.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РАЗВИТИЯ ПОБЕРЕЖИЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО РЕЗКОГО ПОДЪЕМА МИРОВОГО ОКЕАНА ПРИ ГЛОБАЛЬНОМ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА

Беляев В.Б., Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О.

Наблюдения за уровнем Мирового океана показывают, что последние десятилетия он повышается со скоростью 1,5 мм/год и за столетие поднялся на 12—15 см [8]. Подъем уровня океана хорошо коррелируется с увеличением приземных температур на 0,5°С. В ближайшие десятилетия темпы подъема уровня океана могут значительно возрасти вследствие накопления в атмосфере углекислого газа, метана и некоторых других газов, выбрасываемых при хозяйственной деятельности и создающих «парниковый эффект» земной атмосферы. Усиление «парникового эффекта» вызовет потепление климата. Межправительственная рабочая группа ООН по климатическим изменениям оценивает повышение глобальной температуры между 2025 и 2050 годами в 1,5—4,5°С по сравнению с современной [24]. Потепление климата вызовет таяние ледников, изменение глобального водообмена (иссушение континентов), термическое расширение поверхностного слоя океана. Все это приведет к увеличению объема вод океана и повышению его уровня.

Оценки величины этого повышения различны, и, к сожалению, пока трудно отдать предпочтение какому-то определенному сценарию развития событий. Разброс прогнозных оценок подъема уровня Мирового океана к 2100 г.— от десятка см, до 4 м (таблица).

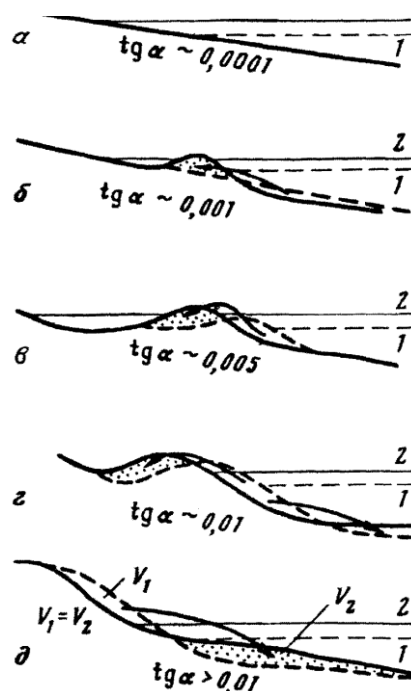
Существенный подъем уровня Мирового океана может привести к глобальным негативным последствиям. Так, при повышении уровня моря лишь на 1 м будет затоплена пятая часть территории Бангладеш, 1/3 площади Нидерландов, многие островные государства Тихого и Индийского океанов. Крупнейшие города мира (Новый Орлеан, Амстердам, Шанхай, Лагос, Ленинград и др.) частично или полностью окажутся под водой. Еще серьезнее могут быть другие последствия подъема уровня океана: увеличение частоты наводнений и ветровых нагонов, изменение величины приливов, засоление эстуариев и грунтовых вод и связанные с этим нарушения водоснабжения населения и гибель прибрежных экосистем. Но наиболее существенным может оказаться переформирование и разрушение берегового рельефа (песчано-галечных барьерных островов, баров и пересыпей, отчленяющих лагуны, ваттов и маршей, мангровых зарослей, коралловых рифов и др.)

В различных странах (США, Канада, Европейское содружество и др.) проблемам предсказания и оценки масштабов неблагоприятных последствий усиления «парникового эффекта» и потепления

Оценки возможного подъема уровня Мирового океана в будущем (в см.)

Год, на который дается прогноз	Основные составляющие				Общий подъем уровня с 1980-х годов		Источники
	термическое расширение воды	разрушение ледников					
		горных	Гренландия	Антарктиды	средняя оценка	диапазон	
2050	+ 20		+ 20		+ 40		[21]
2080	+ 30	+ 12	+ 12	-	+ 71 *		[32]
2025	+ 28 + 115		+ 28 + 230			+ 13 + 55	[10]
2100						+ 56 + 345	[10]
2100	0	+ 10 + 30	+ 10 + 30	- 10 + 100		+ 10 + 160	[20]
2025						+ 10 + 21	[23]
2100	128 + 83	+ 12 + 37	+ 6 + 27	+ 12 + 200		+ 58 + 367	[23]
2080	+ 30 + 80	10 ± 12	± 10		+ 80 *	+ 28 + 165 *	[33]
2100	+ 28 + 83	+ 14 + 35	+ 9 + 45	+ 13 + 80	+ 100	+ 64 + 230	[35]
2025					+ 30	- 2 + 51	[25]
2050					+ 65	- 7 + 138	[25]
2085	+ 8 + 16	+ 10 + 25	0 + 20	- 5 - 0		+ 43 + 81 *	[37]
2030					+ 100		[22]
2025					+ 20	0 + 40	[31]
2030	+ 4 + 18	+ 2 + 19	+ 1 + 4	- 2 + 3	+ 21	+ 5 + 44	[34]
2050						+ 30 + 50	[24]
2100						+ 100	[24]

Примечание. * Включая современный тренд, принятый равным 0,15 см/год



Один из аспектов этой деятельности - составление карт затопления прибрежной суши при различных сценариях темпов и величины подъема уровня.

Подобные карты, в которых учитываются интенсивность вертикальных тектонических движений и, в ряде случаев, изменения высоты штормовых нагонов, составлены для отдельных районов США [10], для побережья Великобритании при случае подъема уровня моря на 5 м [36], Нидерландов при учете повышения уровня на 0,5; 1; 3 и 5 м [26], берегов Канады в предположении, что эвстатический уровень моря в ближайшие 100 лет поднимется на 0,8 м [19].

Однако модель пассивного затопления побережья неадекватно описывает реальные изменения в береговой зоне. Наблюдения на относительно погружающихся аккумулятивных берегах, особенно на берегах Каспия, где за последнее десятилетие уровень поднялся на 1,5 м, показывают, что в зоне контакта суши с трансгрессирующим морем происходит существенное переформирование рельефа, которое во многом определяется уклонами подводного берегового склона.

Уклоны подводного берегового склона определяют расположение зоны разбивания штормовых волн. В этой зоне возникают наиболее существенные деформации рельефа. На очень отмельных берегах, которые не имеют широкого распространения, волны теряют свою энергию на отлогом подводном склоне задолго до достижения уреза моря, и поэтому здесь действительно происходит пассивное затопление суши (рис. 1, *а*). На приглубых берегах более крупные волны получают возможность ближе подходить к урезу, и здесь, по мере увеличения крутизны подводного склона, зона разбивания волны смещается ближе к суше. В соответствии с этим происходит размыв подводного аккумулятивного склона и фронтальных частей аккумулятивных надводных форм рельефа. При относительно малых уклонах размыв происходит в некотором удалении от берега, и там может образоваться подводный вал, со временем выходящий над поверхностью воды и отсекающий от моря акваторию лагуны (рис. 1, *б*).

Более крутые уклоны подводного склона обеспечивают разрушение волны у самого уреза и размыв верхней части подводного склона и фронтальной части аккумулятивных форм и пляжа. Одновременно с эрозией на пляже происходит выброс наносов на приустьевый береговой вал, его наращивание и смещение в сторону суши. В определенных условиях за таким валом-баром образуется лагуна, воды которой пополняются стоком с суши и за счет перехлестывания морских вод через бар (рис. 1, *в*). При максимальных или почти максимальных для аккумулятивных берегов уклонах зона переработки рельефа захватывает надводную часть приустьевой полосы. Наносы в этом случае выбрасываются не только на бар, но и отлага-

ются на дне ниже зоны забурунивания (рис. 1, з). На приглубых берегах подводный склон при поднимающемся уровне должен надстраиваться до состояния равновесия за счет аккумуляции материала, поступающего в результате размыва приурезовой части берега (рис. 1, д). Таким образом, формирующийся профиль на аккумулятивных приглубых берегах состоит из верхней выработанной части и нижней, надстроенной за счет аккумуляции, т. е. так, как предусмотрено известной схемой П. Бруна [17]. Варианты развития аккумулятивного берега при поднимающемся уровне показаны на рис. 1. Более подробное описание схемы публиковалось [5, 7, 27, 28].

Изложенная схема переформирования береговой зоны в условиях подъема уровня моря была использована авторами для реконструктивного изучения возможных последствий подъема уровня в XXI в. для берегов СССР. Насколько нам известно, подобная работа предпринимается впервые в мировой практике. Мы предполагали при этом возможность подъема среднего уровня океана на 1 м и на 4 м к 2100 г. Эти величины близки к средней и максимальной оценкам, полученным многими исследователями.

Картографирование общих тенденций и интенсивности переформирования побережья СССР в условиях возможного подъема уровня моря на 1 м (по максимальному сценарию это, возможно, произойдет к 2050 году) проводилось на картографической основе масштаба 1:4 000, сочетающей наглядность изображения с достаточной для мелкомасштабных работ детальностью. Карта последствий подъема уровня моря на 4 м к 2100 году на примере Азовского моря составлена в масштабе: 1:200 000. Для районов интенсивных вертикальных тектонических движений с целью получения оценки подъема относительного уровня моря ΔU проводилось алгебраическое суммирование величины подъема среднего уровня океана ΔA , равной 1 м, с предполагаемой величиной вертикальных тектонических деформаций $P \times \Delta t$, где P — скорость тектонических движений по данным наблюдений, а Δt — время упреждения, равное 60 годам (2050—1990 = 60). Таким образом,

$$\Delta U = \Delta A + P \Delta t \quad (1)$$

Это позволило внести существенную поправку в величину ΔA , в первую очередь для областей современного погружения на севере Западной Сибири, юго-востоке Азовского моря и в некоторых других районах, где P может достигать 1 см/год, а $P \Delta t$ — 60 см, увеличивая ΔU до 160 см. Таков же порядок величины $P \Delta t$ для воздымающихся северных берегов Кольского полуострова, где ΔU может составить лишь 40 см.

На основе анализа закономерностей развития берегов в условиях изменения уровня моря для каждого участка побережья СССР выделены преобладающие тенденции развития, а для многих из них — несколько градаций интенсивности процессов переформирования

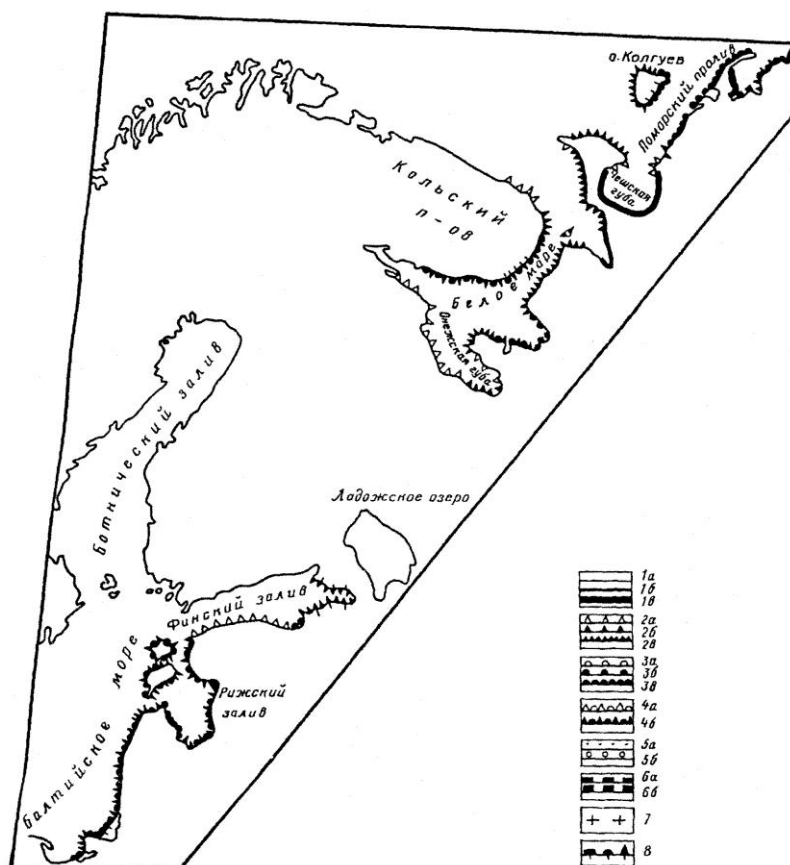


Рис. 2. Фрагмент прогнозной картосхемы развития побережий СССР в результате подъема уровня моря на 1 м к 2100 г. (Картосхема выполнена в м-бе. 1:4 000 000, на рис. уменьшена в 2 раза).

1 — зоны пассивного затопления: а — до 300 м; б — 300—1000 м; в — > 1000 м; 2 — размыв и отступление береговых уступов в сочетании с активизацией склоновых процессов: а — до 20 м; б — 20 — 200 м; в — > 200 м. 3 — перестройка аккумулятивных берегов (смещение вала в сторону суши, размыв его мористого склона и пляжа): а — до 100 м; б — 100 — 300 м; в — > 300 м. 4 — ингрессия моря в пределы абразионно-бухтового типа берега (активизация размыва выступающих участков береговой линии в сочетании с перестройкой аккумулятивных форм и подтопления прибрежных низменностей в вершинах бухт и заливов): а — слабая; б — сильная. 5 — подтопление отмелей приливных берегов в сочетании с размывом берегового вала и межприливной поверхности: а — слабое; б — сильное. 6 — перестройка дельтовых берегов (смещение и размыв устьевых баров: размыв фронтального края дельты. затопление низменных

(см. легенду к карте — рис. 2). Участки побережья, на которых предполагается наибольшая интенсивность переформирования берегов по тому или иному типу, рассматривались в качестве зон риска.

При определении типа развития того или иного участка побережья в условиях прогнозируемого подъема уровня моря учитывались следующие обстоятельства: тип берега по классификации А.С. Ионина и др. [6], геоморфологическая ситуация на побережье, современные тенденции развития, уклоны береговой зоны и подводного берегового склона, запасы пляжеобразующего материала на берегах и подводном береговом склоне, возможность и интенсивность его поступления из рек, литологические особенности коренных пород, слагающих абразионные берега, и т. д. После разделения берегов на типы по преобладанию в будущем того или иного процесса их переформирования ставилась задача получения количественных оценок для основных процессов (пассивное затопление, отступление береговых уступов, перестройка аккумулятивных береговых форм рельефа).

В качестве показателя величины пассивного затопления естественным образом была выбрана величина горизонтального отступления среднего положения береговой линии. Для ее оценки использовались данные об уклоне прибрежных низменностей, снятые с топографических карт и известные из лоций и различных описаний берегов. Вследствие отсутствия надежной информации мы принимали величины ветровых нагонов и приливо-отливных движений на период упреждения равными современным.

На севере Западной Сибири в вершинах многих заливов ширина полосы затопленной суши при подъеме уровня на 1 м (т. е., возможно, к 2050 г.) может существенно превысить 1 км.

В заливах затопление кроме непосредственного воздействия приведет к нелинейному усилению нагонных явлений. Например, в вершине Финского залива высота районов новой застройки Ленинграда составляет 2,7—3,0 м [14]. Затопление этих участков, которое в нынешних условиях, согласно расчетам, должно происходить не чаще 1 раза в 100 лет, в случае подъема моря на 1 м будет происходить каждые несколько лет. Это потребует существенно изменить систему защиты Ленинграда от наводнений.

Существенные изменения произойдут в режиме так называемых буферных зон: песчаных и илистых осушек, а также маршей — периодически затапливаемых приливами участков прибрежных низменностей, покрытых солелюбивой растительностью. Буферные зоны играют большую роль в жизни литорали, с одной стороны, ослабляя воздействие штормов, с другой — выступая мощными продуцентами органики и живого вещества. Они распространены в

вершине Пенжинской и Гижигинской губ Охотского моря, в губах Белого моря и некоторых других районах северного побережья СССР. При современном сравнительно медленном подъеме уровня моря марши реагируют на этот процесс накоплением на их поверхности такого количества тонкозернистого осадочного материала, которого достаточно для сохранения их площади. Однако уже сейчас в районах, где относительный уровень моря вследствие тектонических погружений повышается быстрее (особенно в дельтах крупных рек), происходит затопление и разрушение маршей. Наблюдавшиеся скорости вертикального наращивания маршей обычно не превышают даже в наиболее благоприятных условиях 3—4 мм/год. Лишь в Онежском заливе Белого моря местами отмечено вертикальное наращивание приливных осушек со скоростью до 10—12 мм/год [12]. В любом случае при увеличении скорости подъема уровня моря до 15—17 мм/год процессы разрушения маршей могут приобрести катастрофический характер.

В приливных заливах типа Онежской или Кандалакшской губ Белого моря этот процесс может усугубиться тем, что при повышении уровня моря увеличится приливная призма (объем воды, перемещаемой приливо-отливными движениями), а значит, усилится происходящий в фазу отлива вынос из береговой зоны вниз по подводному береговому склону тонкозернистого материала, слагающего марши.

Следует, однако, подчеркнуть, что, несмотря на всю серьезность возможных последствий пассивного затопления побережий Мирового океана при подъеме его уровня, оно является лишь частным случаем процессов переформирования береговой зоны в этих условиях.

При определении направления и интенсивности переформирования *аккумулятивных и абразионных* берегов рассматривались современное воздействие волнения и приливов на берега и возможные изменения этого воздействия в будущем, связанные в первую очередь с изменениями глубин у берега и конфигурации береговой линии. Здесь основой выделения типов берегов послужила качественная модель, изложенная в начале статьи. По уклонам (глубинам) выявлялись участки, на которых должно происходить переформирование береговой зоны в соответствии с вариантами развития по модели.

Количественные оценки перемещения морского края береговых аккумулятивных форм базируются (в рамках предложенной модели) на применении правила Бруна в модификации

$$r = Ba/(e+D)(1-R) \quad (2)$$

учитывающей высоту e этих форм над уровнем моря и долю R взвешенного материала, выносимого из береговой зоны при размыве, и где r — величина горизонтального отступления береговой линии; B — ширина участка дна, подвергающегося воздействию вол-

нения; D — глубина этого участка; a — величина изменения относительного уровня моря [18]. Процессы перестройки аккумулятивных берегов, установления их равновесия с изменившимися внешними условиями, согласно данным наблюдений, происходят очень быстро. Определяющую роль в их развитии играют шторма повторяемостью 1 раз в год или несколько реже [13]. Поэтому предполагаемое ускорение подъема уровня моря в ближайшие десятилетия приведет к резкому усилению переформирования аккумулятивных берегов. Наиболее существенные изменения произойдут при этом на барьерных береговых формах — барах, косах, пересыпях. Наряду с размывом морского склона будет происходить перемещение этих форм к берегу (рис. 1, z , d). Согласно законам развития равновесных береговых форм рельефа, они перемещаются при этом параллельно самим себе с сохранением плановых очертаний. Однако резкое ускорение подъема уровня моря не будет способствовать развитию их в равновесном режиме. По мнению О.К. Леонтьева [9] при скоростях поднятия или погружения, превышающих 2,5 мм/год, невозможно развитие крупных пересыпей. Ожидаемая трансгрессия может достигнуть в первой половине XXI в. 15—17 мм/год.

Соотношение интенсивности процессов размыва морского края и смещения аккумулятивных форм в сторону берега определяется целым рядом факторов. На основании опыта изучения береговых форм такого типа, в первую очередь на атлантическом побережье США, можно сделать вывод, что скорость смещения барьерных форм, сложенных средне- и крупнозернистым песком, не превышает обычно 5—7 м/год. Если уровень моря повышается быстро, а запасы песка на подводном склоне невелики, то барьерная форма постепенно уменьшается в ширину. После уменьшения ширины такой формы до критической величины 100—200 м она становится крайне неустойчивой [30]. Могут происходить прорывы барьерной формы на отдельных участках, распадение ее на отдельные острова и даже полное разрушение. Такая судьба, очевидно, ожидает в случае быстрого подъема уровня океана такие важные объекты, как Куршская и Вислинская косы на Балтийском море, многие барьерные береговые формы Азовского моря, северо-западного побережья Черного моря, побережий Охотского моря, Чукотки и Западной Камчатки.

Специфическими участками морских побережий, имеющими чаще всего аккумулятивный характер, являются берега, прилегающие к устьям рек. Аллювиальный материал образует конусы выноса — речные дельты, имеющие в плане самую различную форму в зависимости от соотношения интенсивности волноприливного поля, с одной стороны, и уклона поверхности жидкого и твердого стока реки — с другой.

Исследования с помощью теоретических схем и природных аналогов свидетельствуют, что при подъеме уровня моря в условиях сохранения твердого и жидкого стока реки вследствие увеличения

уклонов подводного берегового склона можно ожидать усиления размывающего действия волнения и прочих гидрогенных факторов на подводную часть дельты и устьевые бары. Одновременно из-за подтопления устьевой части реки уклоны в ней уменьшатся, что может привести к усилению аккумуляции флювиального осадочного материала [11]. Количественное соотношение этих двух процессов в общем случае пока не поддается прогнозированию, однако для отдельных случаев можно пытаться делать выводы о преобладающей тенденции развития тех или иных дельт.

Важным фактором усиления размыва дельт может стать наблюдающееся уже сейчас и предсказываемое на ближайшие десятилетия снижение жидкого [15], а значит, и твердого стока многих рек.

Подъем уровня моря, приводя к увеличению глубин у берега, будет усиливать воздействие на него волнений, приливов и других гидрогенных факторов. Это в большинстве случаев приведет к ускорению размыва абразионных уступов, особенно на тех участках берега, где вследствие приближения к состоянию равновесия размыв до этого шел сравнительно медленно. В случае очень быстрого подъема уровня моря процесс может приобрести катастрофический характер. Применение нашей схемы и правила Бруна в любой его модификации практически невозможно для уступов размыва, сложенных, сравнительно прочными осадочными породами (песчаники, конгломераты), а тем более, для абразионных уступов в коренных породах.

Поэтому единственным способом количественного прогнозирования развития таких берегов является применение различных эмпирических зависимостей. Чаще всего, не вдаваясь в механизмы процессов разрушения берега, анализируют связь между скоростью отступления уступа и темпами изменения относительного уровня моря. Обычно предполагается линейная связь этих параметров. Использовать такие зависимости для прогнозирования развития берегов в условиях подъема уровня моря предлагают различные авторы [10, 26, 29, 30].

Однако Шуйский [16] путем статистической обработки имеющихся данных установил, что линейная связь скоростей отступления уступа и подъема уровня моря достаточно тесна лишь для уступов, сложенных рыхлыми осадочными и малопрочными изверженными породами, при условии, что у подножия уступов располагаются лишь небольшие пляжи объемом до 10 м^3 на 1 пог. м берега.

Более строгая зависимость получена Н.В. Есиным на основе физических представлений о разрушении несвязных пород при той или иной величине гидродинамического напряжения. Для условий равномерного подъема относительного уровня моря зависимость выглядит следующим образом:

$$V_x = U \operatorname{ctg} \alpha \quad (3)$$

где V_x — скорость горизонтального отступления берегового уступа;

U — скорость подъема относительного уровня моря; α — уклон подводного берегового склона в зоне разрушения волн [2]. Эта зависимость довольно хорошо отвечает данным наблюдений за отступанием уступов на восточном побережье Азовского моря. Кроме того, скорость отступления уступов как в легкоразрушающихся, так и в прочных породах зависит от объема породы на единицу линейного отступления бровки уступа, т. е. от его высоты [3].

Поэтому с целью оценки скорости и величины горизонтального отступления уступов размыва и абразионных уступов сначала анализировалось соотношение скорости изменения относительного уровня моря U на конкретном участке побережья (включающий интенсивность вертикальных тектонических движений) и скорости понижения поверхности бенча V_y (по данным наблюдений или исходя из прочности слагающих бенч пород к размыву). При $U > V_y$ предполагалось, что скорость горизонтального отступления уступа останется прежней, либо несколько понизится, поскольку абразионный процесс не будет «успевать» за подъемом уровня моря [2].

В условиях предсказываемого подъема уровня моря со скоростью до 2 см/год такого развития процессов можно ожидать на многих берегах, сложенных кристаллическими и метаморфическими породами, конгломератами, прочными сланцами и т. д. При $U < V_y$ величина горизонтального отступления уступа рассчитывалась по формуле (3), но с учетом максимально возможных скоростей разрушения уступов, сложенных породами данного класса прочности. Итоговая оценка величины отступления вычислялась путем умножения на коэффициент K (обычно превышающий единицу), который характеризует возможное влияние склоновых и термоденудационных процессов. Величина коэффициента выбиралась в зависимости от геоморфологической ситуации, литологии пород и ориентировки уступа по отношению к преобладающим волнениям и странам света (для термоабразионных и термоденудационных процессов).

Очевидно, что наиболее опасными могут быть последствия подъема уровня моря на берегах морей Севера СССР, сложенных сильно льдистыми песчано-суглинистыми породами. Процессы собственно размыва уступов дополняются здесь последствиями сезонного протаивания и замерзания слагающих их пород, так называемыми термоабразией и термоденудацией.

По данным наблюдений берега арктических морей, обращенные на юг, размываются со скоростью до 40—50 м/год, т. е. в несколько раз быстрее, чем северные берега в аналогичных условиях [1, 4]. Деградация многолетнемерзлых пород в условиях прогнозируемого потепления климата может послужить дополнительному ускорению процесса. Возможен переход от выдвигания дельт таких рек, как Лена, Индигирка, Колыма, к быстрому размыву их морского края. Однако очень быстрое разрушение таких берегов в случае отмелого подводного берегового склона приводит к накоплению про-

дуктов размыва у подножия уступов, что уже через несколько лет вызывает заметное замедление их отступления. К сожалению, количественно эти процессы мы пока оценить не можем.

Подводя итоги, следует отметить, что данная работа является первым опытом прогнозирования развития морских побережий в условиях быстрого подъема уровня океана в XXI в., поэтому полученные результаты, особенно в части количественных оценок, следует рассматривать в качестве предварительных.

Наиболее важным практическим результатом представляется выделение зон риска на берегах различных типов. Под зонами риска авторы понимают в данном случае участки, на которых разрушение берегов и отступление береговой линии приводят к катастрофическим последствиям, наносящим необратимый ущерб природным и хозяйственным объектам. Мы считаем, что затопление и разрушение береговой полосы, исчисляемые более чем несколькими километрами, носят катастрофический характер, превращая побережье в зону экологического бедствия или, в нашем понимании, в зону риска.

Однако можно различать, так сказать, природные и экономические зоны риска. В малонаселенных районах (например, Крайнего Севера) зона риска захватывает многие квадратные километры побережья. При этом могут уничтожаться места нереста ценных пород рыб (в дельтах) или поселения птиц (птичьи базары, болота и лагуны), нарушаться теплофизические условия залегания многолетнемерзлых пород, отчего процесс разрушения берегов принимает лавинообразный характер, исчезают заповедные участки суши (например, реликтовые рощи Пицунды) и т. д.

Несколько иной подход к зонам риска на густонаселенных участках суши. В пределах десятков и сотен квадратных метров происходит разрушение жилых кварталов, дорогостоящих гидротехнических сооружений (Ленинградская дамба, например), предприятий, исторических и культурных памятников, т. е. зона риска сужается до десятков метров.

Представляется, что с этой точки зрения побережья должны быть изучены более досконально, а выделенные зоны риска оценены при помощи специальных биологических и экономических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 159 с.
2. Есин Я.В., Савин М.Т., Жилыев А.Л. Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 200 с.
3. Есин Я.В., Московкин В.М., Окунь А.В. Математическая модель абразионного процесса для условий прямолинейного берегового склона // Водные ресурсы. 1983. №5. С. 92—97.
4. Жигарев Л.А., Совершаев В.А. Термоабразионное разрушение арктических островов // Береговые процессы в криолитозоне. М.: Наука, 1984. С. 31—38.

5. *Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.* Современное состояние берегов Каспийского моря // Рекреационные ресурсы Каспийского моря: проблемы использования и охраны. М.: Наука, 1989. С. 13—18.
6. *Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С.* Классификация типов берегов Земного шара (применительно к картам физико-географического Атласа Мира) // Тр. Океанограф. комис. 1961. Т. 12. С. 94—108.
7. *Каплин П.А.* Океан наступает? // Океан наступает. Парниковый эффект и поднятие уровня моря. М.: Прогресс, 1989. С. 5—25.
8. *Клиге Р.К.* Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 234 с.
9. *Леонтьев О.К.* Типы и образование лагун на современных морских берегах // Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 56—64.
10. Океан наступает. Парниковый эффект и поднятие уровня моря // Пер, с англ, М.: Прогресс, 1989. 368 с.
11. *Попов Б.А., Совершаев В.А., Новиков В.Я.* Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследования устойчивости геосистем Севера. М.: Наука, 1988. С. 176—190.
12. *Селиванов А.О.* Возможные изменения водного режима и берегоформирующих процессов Онежского залива Белого моря в условиях искусственного регулирования // Особенности и закономерности формирования вод суши. Поверхностные и подземные воды. М.: ИВП АН СССР, 1986. С. 277—295.
13. *Селиванов А.О.* К оценке величины изменчивости береговых процессов за различные промежутки времени // Геоморфология. 1989. № 3. С. 90—95.
14. *Селиверстов Ю.П.* Инженерно-географические аспекты освоения устьевых приморских регионов // Вестн. ЛГУ. 1989. Сер. 7. Вып. 1. С. 41—50.
15. *Шикломанов И.А.* Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 334 с.
16. *Шуйский Ю.Д.* Проблема исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: ГМИ, 1986. 234 с.
17. *Bruun P.* Sea level rise as a cause of shore erosion // J. Waterways and Harbour Div. 1962. V. 88. WW1. P. 117—130.
18. *Bruun P.* The Bruun rule of erosion by sea-level rise: A discussion on large-scale two- and three-dimensional usages // Coast. Res. 1988. V. 4. N 4. P. 627—648.
19. *Eddington P.A., Andrews J.T.* Sea levels are changing // Geos. 1989. V. 18. N 2. P. 15—22.
20. *Glaciers, Ice Sheets and Sea Level: Effect of CO₂-induced Climatic Change* // Polar Res. Board, US Nat. Acad. Sci. Springfield, Va: Nat. Techn. Inf. Serv. 1985. 348 p.
21. *Gornitz V., Lebedeff S., Hancan J.* Global sea level trends in the past century // Science. 1982. V. 215. P. 1611—1614.
22. *Greenhouse'88: Planning for Climate Change.* Proc. Adelaide Conf. 3—5 Nov. 1988 // Ed. Pearman G. I. L. e, a.: SCIRO, 1988. 488 p.
23. *Hoffman I.S., Wells J.B., Titus J.G.* Future global warming and sea level rise // Iceland Coastal and River Synjp./Ed. Sigbjar narson. Reikjavik: Nat. Energy Auth., 1986. P. 245—266.
24. *Intergovernmental Panel on Climate Change: Report to IPCC from working group II on Potential Impacts of Climate Change* // Ed. Izrael Yu. M., 1990. 28 p.
25. *Jeager J.* Developing policies for responding to climatic change // WMO Techn. Documents. 1988. N 225. 53 p.
26. *Jelgersma S.* The impact of a future rise in sea level on the European coastal lowlands: Paper for the european workshop on the Interrelated Bioclimatic and Land Use Changes. Amsterdam, 1987. 28 p.
27. *Kaplin P.A.* Shoreline evolution during the twentieth century // Oceano-

graphy. 1988 // Ed. Ayala-Castanares, W. Wooster, A. Yaner-Arancibia. Mexico: Mexico Autonomous Univ. Press. 1989. P. 59—64.

28. *Kaplin P.A.* Practical problems for coastal submergence in the light of secular trends // *Greenhouse Effect, Sea Level and Drought* / Ed. Paepe P. et al. Dordrecht e. a.: Kluwer Acad. Press. 1990. P. 385—393.

29. *Kay R.* Assessing the risks to the UK coastline from greenhouse gas-induced sea-level rise // *Littoral 1990: Comptes rendus du Symp. int. de l'Association européenne EUROCOAST*. Marseille: EUROCOAST. 1990. P. 325-329.

30. *Leatherman S.P., Crowell M.* Long-term erosion rate determination from historical shoreline change data. Wash., D. C. Federal Insurance Agency — Risk study Division, 1989. 68 p.

31. *Oerlemans J.* A projection of future sea level // *Clim. Change*. 1989. V. 15. P. 151—174.

32. *Revelle R.* Probable future changes in sea level resulting from increased atmospheric carbon dioxide // *Changing Climate*. Wash., D. C.: Nat. Acad. Sci., 1983. P. 433 — 447.

33. *Robin G. de Q.* Changing the sea-level: Projecting the rise sea level caused by warming of the atmosphere // *The Greenhouse Effect on Climatic Change and Ecosystems*. L.e.a.: J. Wiley and Sons, 1986. P. 323 — 359.

34. *Sea-Level Change* / Ed. R. R. Revelle et al. Wash., D. C.: Nat. Acad. Sci., 1990. 234 p.

35. *Thomas R.H.* Future sea level rise and its early detection by satellite remote sensing // *Effects of Changes in Stratospheric Ozone and Global Climate*. 1986. V. 4.

36. *Tooley M.J.* The flood behind the embankment // *Geogr. Mag.* 1989. N 11. P. 32—35.

37. *Van der Veen C.J.* Projecting future sea level // *Surveys in Geophys.* 1987. V. 9. N 3—4. P. 389—418.

ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ РОССИИ В УСЛОВИЯХ ПОВЫШЕНИЯ ИХ УРОВНЯ И ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

Каплин П.А., Павлидис Ю.А., Селиванов А.О.

Главная составляющая учения В.П. Зенковича о морских берегах — положение об их динамическом развитии. Поэтому его взгляды в настоящее время приобрели особую актуальность в связи с разработками прогноза развития морских берегов в условиях потепления климата и повышения уровня моря.

Базисными положениями при разработке прогноза мы считаем следующие: во-первых, в XXI веке несколько увеличится темп повышения уровня Мирового океана и к концу столетия уровень может превысить современный, по разным оценкам, на величину от 0,5 до 1 м; во-вторых, произойдет дальнейшее потепление климата, что должно соответствовать повышению среднеглобальной температуры

на 1-2°C.

При оценке климатических изменений, которые возможно произойдут на планете в ближайшее столетие, мы пользуемся современными данными климатологии, имеющимися в научной литературе и в электронных источниках информации. По данным *National Climatic Data Center (NOAA)* за последние 120 лет климат на Земле неуклонно теплеет, и прирост температуры на земной поверхности составил для суши и океана в среднем 0,9°C, для океана – 0,8°C, для суши – 1,5°C. Нет оснований предполагать, что процесс потепления резко прекратится. 1997 год был самым теплым за все последнее тысячелетие. 1999 г. лишь немногим уступает ему в этом

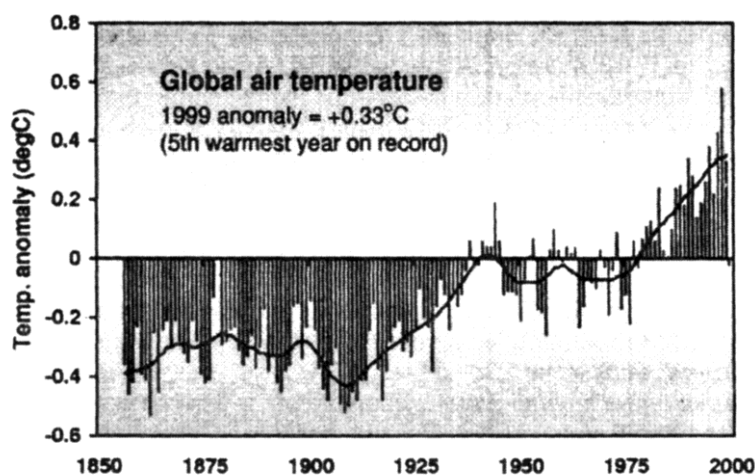


Рис. 1. Изменение средней температуры на поверхности Земли за 100 лет

отношении. Таким образом, самый конец XX века ознаменовался тепловым максимумом [7] за последние 150 лет (рис. 1), а на самом деле за последние 1000 лет. Современный климат Земли, как считают палеогеографы, постепенно приближается к наиболее теплому периоду голоцена – «атлантическому оптимуму», который существовал 5 – 7 тыс. лет назад, когда среднегодовая температура на планете превышала температуру XX века на 1-2°C.

Основываясь на прогнозах глобального потепления и расчетах реакции на него различных частей гидросферы (термического расширения воды в верхних слоях океана, частичного разрушения ледников Антарктиды и Гренландии и т.д.), ученые в начале 80-х годов забили тревогу. По расчетам некоторых из них, к 2100 г. уровень океана может подняться на четыре с лишним метра, в результате

чего под водой окажутся значительные части таких городов как Санкт-Петербург, Амстердам, Шанхай, Нью-Орлеан; практически исчезнут с лица Земли не только небольшие островные государства Тихого и Индийского океанов, но и Бангладеш, Сенегал. Однако этот «катастрофический» прогноз в настоящее время признан как не обоснованный. Гораздо большее признание получил прогноз повышения уровня Мирового океана на 1 м в 100 лет, на основании которого строятся сейчас многие прогнозные схемы развития морских побережий.

Россия в основном северная страна, и наиболее протяженные ее побережья находятся в Арктике. Установлено, что при глобальном потеплении наиболее интенсивно этот процесс происходит именно в Арктике. По данным Университета штата Аляска, положительные аномалии температур в Канаде, на Аляске, к северу от Гренландии, на юге Карского моря и на севере Сибири составляют в настоящее время 2°C по отношению к средним температурам периода 1966 – 1995 гг. Американские ученые считают что при такой тенденции к концу 2100 г. средние температуры в Арктике могут превысить современные на 5°C .

С потеплением климата связаны усиления разнообразных возмущений в атмосфере, в том числе циклонической деятельности, которая оказывает непосредственное влияние на динамику и морфологию морских берегов. Ярким примером могут служить данные об увеличении повторяемости сильных штормов у восточного побережья США и повторяемости торнадо в юго-восточных штатах в 1998-99 гг. [6]. По-видимому, прохождение циклонов, сопровождаемых ураганными ветрами и катастрофическими ливнями, над Западной Европой в 1999 г. также находится в непосредственной связи с нарастающим потеплением климата. Шторма на Балтике привели к сильнейшим размывам аккумулятивных берегов.

В частности, с Куршской косы было смыто с берега и перемещено на подводный склон в восточном направлении около половины песчаных наносов. Ветра и связанные с прохождением циклонов смещения барических центров вызвали сильные наводнения в Санкт-Петербурге. От сильнейших штормов пострадало Кавказское побережье Черного моря. Мы считаем, что усиление штормовой активности в умеренных широтах так или иначе связано с потеплением климата, а, следовательно, этот фактор нужно принимать во внимание при разработке прогнозов развития береговой зоны. В течение ближайших десятилетий, по-видимому, следует ожидать усиления размывов берегов, особенно на фоне повышения уровня моря.

Изменения, которые происходили, происходят и будут происходить в пределах береговой зоны морей России в связи с изменениями их уровня, рассмотрены в недавно опубликованной монографии П.А. Каплина и А.О. Селиванова [3]. В основу прогноза положено мнение о повышении уровня к концу XXI-го века на 1 м. В со-

ответствии с этим исходным положением была разработана легенда к прогнозным картам, которая характеризует различные способы переформирования побережий. На основании этой легенды были построены карты-схемы для большинства побережий российских морей. Мы здесь в качестве примера приведем схему развития берегов северной части Черного и Азовского морей (рис. 2).

Наибольшие изменения в береговой зоне произойдут в Арктике. Здесь наложатся друг на друга многие факторы: потепление климата, повышение уровня моря, изменение ледовой обстановки, усиление штормовой активности. Особенно большие изменения произойдут на участках развития криогенных берегов

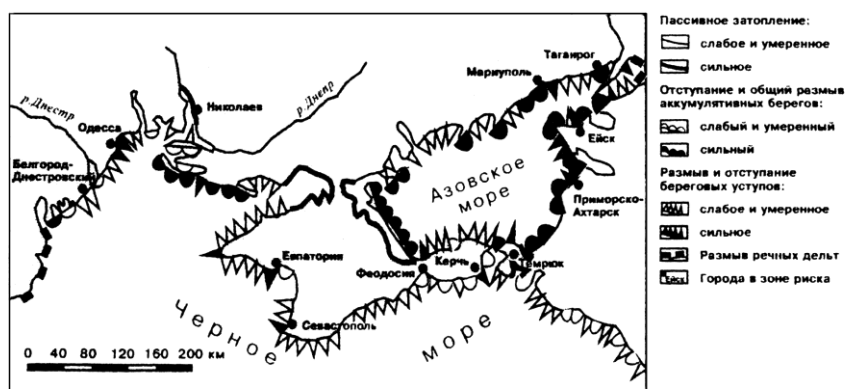


Рис. 2. Развитие берегов Северного Причерноморья в условиях повышения уровня моря

Наибольшие изменения в береговой зоне, как мы считаем, произойдут в Арктике. Здесь наложатся друг на друга многие факторы: потепление климата, повышение уровня моря, изменение ледовой обстановки, усиление штормовой активности. Особенно большие изменения произойдут на участках развития криогенных берегов.

Ледовый покров в арктическом бассейне за последние примерно 120 лет существенно сократился. Мы имеем возможность сравнить данные о ледовой обстановке в Западной Арктике в 1881 году и в 1997 году (рис. 3). В электронной версии журнала ACSYS Forecast, 1998, издаваемом Международным Центром по изучению систем арктического климата (ACSYS), Норвегия, опубликованы архивные данные о положении кромки сплоченных плавучих льдов в Западной Арктике в конце прошлого века в апреле, июле и сентябре. Сравнение архивных и современных данных, полученных с по-

мощью искусственных спутников Земли, показывает значительное сокращение полей сплошных льдов в весенне-летний период. Сокращение полей многолетних льдов, зафиксированное в Западной Арктике, пока еще почти не затронуло таких арктических морей как Лаптевых и Восточно-Сибирское. Однако есть основания предполагать, что с продолжающимся потеплением климата Арктики в XXI веке южная часть морей Севера Сибири будет постепенно освобождаться от сплошного льда на все большее время в году.

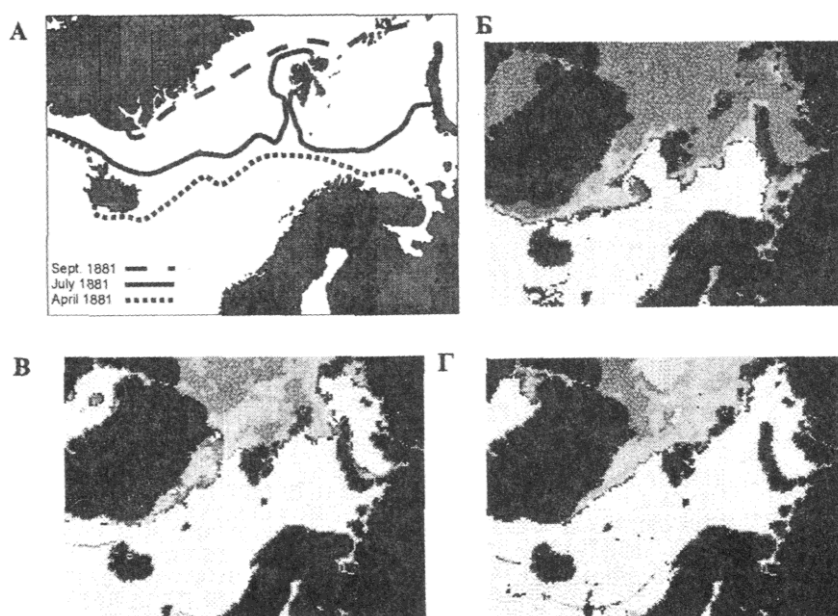


Рис. 3. А – положение границ плавучих льдов в Западной Арктике в апреле, июле и сентябре 1881 года (R. Colony and T.Vinje, 1998). (www.npolar.no/acsys/jan98)
Б, В, Г – ледовая обстановка в Западной Арктике в апреле, июле и сентябре 1997 года (по данным съемки с искусственного спутника Земли).
<http://polar.wmb.noaa.gov/seaice/Historical.html>

Нам представляется вероятным, что ледовая обстановка здесь будет приближаться к обстановке наиболее теплого периода предыдущего межледникового (около 125 тыс. лет назад), когда многолетние льды из арктических морей Евразии почти полностью исчезли.

В качестве примера развития береговой зоны в Арктике в условиях потепления климата мы остановимся на наиболее «ледовитом» в настоящее время Восточно-Сибирском море. Оно расположено в наиболее суровой по климатическим условиям части Россий-

ской Арктики. Для этого региона характерна продолжительная зима и короткое прохладное лето. Современная ледовая обстановка в Восточно-Сибирском море наиболее тяжелая по сравнению с остальными морями Российской Арктики. Летом, в среднем всего на два месяца в году (август-сентябрь), от льда освобождается лишь узкая полоса воды вдоль берега.

В Восточно-Сибирском море преобладают термоабразионные берега, на втором месте по протяженности стоят аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные берега (рис. 4). Современная скорость термоабразии здесь очень велика: от 2 до 11 м/год [1]. Мы попытались определить порядок величин изменения скоростей термоабразии в зависимости от изменений природных условий.

В.П. Мархатанов [5] предлагает метод расчета величины оттаивания грунта с учетом его механического сноса в зависимости от вклада теплового фактора в развитие берегоформирующих процессов. В основу расчета заложено определение величины *коэффициента тепловой устойчивости грунта*, которая прямо пропорциональна сумме годовых положительных температур. Такой подход позволяет произвести некоторую приблизительную оценку изменения величины оттаивания грунта, слагающего береговые обрывы термоабразионного берега при изменении суммы положительных температур.

В настоящее время сумма положительных температур воздуха на побережье Восточно-Сибирского моря составляет примерно 200 часов, причем эта сумма приходится на период с середины июня по середину сентября. Потепление климата Земли в первую очередь затрагивает Арктику. Так было в прошлые теплые эпохи, например, 125 тыс. лет назад, когда в районе Сибирских морей положительная среднегодовая аномалия температуры воздуха по сравнению с современной температурой достигала 10°C. При повышении среднеглобальной температуры приземного слоя воздуха на 2°C, как предсказывают климатологи на будущее столетие, у арктического побережья среднегодовая температура воздуха может увеличиться по сравнению с современной на 6-8°C.

Так как летние температуры воздуха при потеплении климата Арктики изменятся мало, а зимние температуры все равно останутся низкими, следует ожидать, что основной прирост температур воздуха произойдет в переходные времена года – весной и осенью. Поэтому следует ожидать, что, по крайней мере, в два дополнительных месяца в году в суточном ходе температуры воздуха будет присутствовать положительная составляющая. Это дает нам право предполагать, что годовая сумма положительных температур воздуха у побережья Восточно-Сибирского моря может увеличиться вдвое по сравнению с современными условиями.

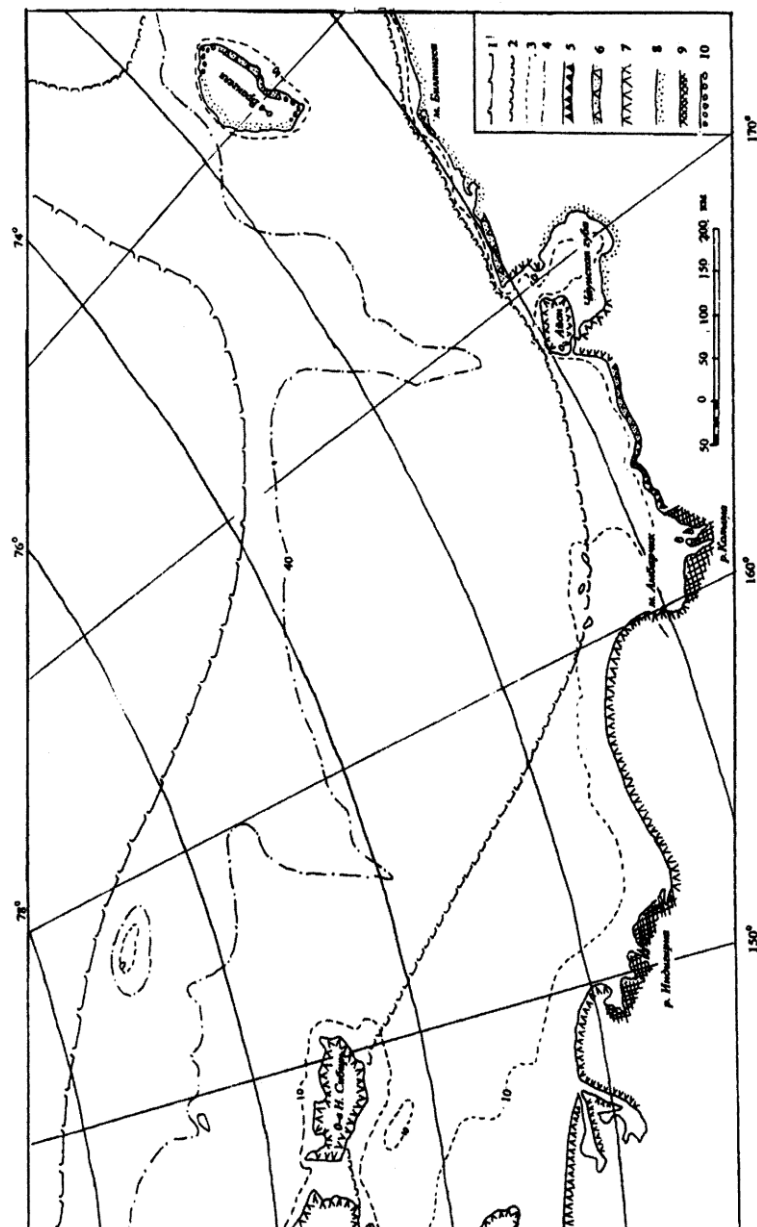


Рис. 4. Типы берегов и границы распространения плавучего льда в августе-сентябре в Восточно-Сибирском море. 1 – граница наименьшего распространения льда; 2 – граница среднеголетнего распространения льда; 3 – изобата 10 м; 4 – изобата 40 м; 5 – абразионный берег; 6 – абразионно-аккумулятивный берег; 7 – термоабразионный берег; 8 – аккумулятивный берег; 9 – дельтовый берег; 10 – обвально-осыпной берег

Так как величина протаивания грунта и, следовательно, оттаивания отложений в береговых обрывах прямо пропорциональна сумме положительных температур воздуха, следует ожидать, что интенсивность термоабразии возрастет также соответственно увеличению суммы положительных температур. В береговой зоне цикл «протаивание-снос» завершается практически мгновенным удалением растаявшего грунта и обнажением поверхности мерзлых грунтов.

Потепление климата в Арктике, по-видимому, приведет к тому, что в береговой зоне увеличится длительность воздействия на берег морского волнения, как мы предполагаем с двух месяцев в настоящее время до четырех месяцев в будущем, а это значит, что время действия процесса термоабразии возрастет за счет этого фактора как минимум вдвое.

Все эти рассуждения позволяют предполагать, что при потеплении климата в Арктике интенсивность термоабразии может возрасти в 4 раза и более по сравнению с современной (в два раза за счет увеличения суммы положительных температур воздуха и в два раза за счет увеличения срока в течение года, когда термоабразия возможна).

Термоабразия такой процесс, который при почти неизменном уровне моря и определенных климатических условиях, продолжается до бесконечности. Можно вполне резонно предположить, что на берегах арктических морей термоабразия в современном виде продолжается уже по крайней мере 6 тыс. лет. Этим термоабразия отличается от обычной абразии, при которой перед береговым уступом (клифом) вырабатывается субгоризонтальная поверхность террасы (бенч) в твердых породах, волны со временем не достигают подножья клифа, и абразия затухает. При термоабразии разрушение берегового уступа происходит не столько за счет кинетической энергии волнения, сколько за счет теплового воздействия воды и воздуха на мерзлые рыхлые породы. Грунт при оттаивании сползает к подножью уступа, тут же размывается даже слабыми волнами, и его мелкие фракции уходят на подводный склон.

При таком процессе вырабатывается исключительно пологий профиль дна у берега, как это имеет место в западной части Восточно-Сибирского моря. За 6 тыс. лет при скорости термоабразии 2-5 м/год береговая линия на западе Восточно-Сибирского моря сместилась, очевидно, на 12-30 км. По-видимому, это будет продолжаться и в будущем, только более интенсивно. Мы прогнозируем, что при ожидаемых природных изменениях на берегах Новосибирских островов скорость термоабразии может возрасти до 40 м/год и более. Прогнозируемое увеличение скорости термоабразии приведет к изменениям в морфодинамике подводного берегового склона.

Интересные количественные данные по этому вопросу привел в своей кандидатской диссертации С.О. Разумов (Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск). Им был проведен сравнительный ана-

лиз морфодинамических изменений в прибрежной зоне в районе мыса Крестовский, к западу от дельты р. Колыма. Темп отступления термоабразионных берегов, по мнению С.О. Разумова, значительно варьирует при изменениях климата, продолжительности безледного времени и положении границы дрейфующих льдов. Во время относительного похолодания в Восточной Арктике с начала 1950-х до второй половины 1970-х годов скорость термоабразии в районе мыса Крестовского не превышала 1,6-3 м/год.

Во время последующего относительного потепления последней четверти XX-го столетия темп отступления термоабразионных берегов возрос до 4-10 м/год, а в начале 90-х годов составил даже 13-14 м/год. Поверхность изученного С.Р. Разумовым подводного берегового склона имеет вид очень пологой наклонной термоабразионной террасы, сложенной с поверхности алевритово-глинистыми отложениями, которые мало отличаются по гранулометрическому составу от мерзлых пород, слагающих береговые обрывы. Эта терраса шириной 12-16 км была сформирована во второй половине голоцена, когда уровень моря достиг современного положения. В настоящее время расширение террасы продолжается и в будущем этот процесс должен ускориться.

Деформация рельефа дна в приустьевой зоне приводит к тому, что профиль подводного склона приобретает все более вогнутую форму, которая стремится к равновесной при изменяющихся климатических и гидрологических условиях. Эти исследования позволяют прогнозировать, что размыв дна у термоабразионных берегов при дальнейшем потеплении климата еще более усилится, профиль у берега будет приобретать все более вогнутую форму, в результате чего усилится воздействие волн на берег, что приведет, в свою очередь, к еще большему усилению термоабразии. Таким образом, прогнозируемое увеличение темпа отступления термоабразионных берегов в 4 раза по сравнению с современным следует рассматривать как максимальное.

Аккумулятивные берега Восточно-Сибирского моря будут подвергаться преобразованиям не столь существенным, как термоабразионные, однако, весьма своеобразным, главным образом, в результате изменений гидродинамического режима в прибрежной зоне и повышения уровня моря. Для решения задачи об изменениях берегового профиля в условиях повышения уровня моря и увеличения длины разгона волн была применена методика математического моделирования [4]. Исходной предпосылкой расчетов является предположение, что подъем уровня моря в результате потепления климата будет происходить равномерно и через 100 лет достигнет 1 м.

Объектом прогнозного математического моделирования послужил аккумулятивный участок двойного бара мыса Биллингса (рис. 5). Он характеризуется пологим подводным склоном, который, начиная с 10-метровой изобаты (проходящей в 6-7 км от берега),

покрыт мелкозернистым песком. Надводная часть пляжа сложена среднезернистым материалом и имеет уклоны 0.03 – 0.05. Высота берегового вала на рассматриваемом участке не превышает 3 м над современным штилевым уровнем.

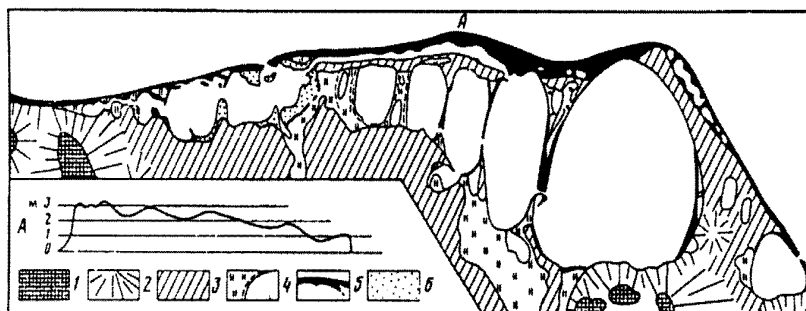


Рис. 5. Морфология мыса Биллингса.

1 – выступы скального основания; 2 – склоны сопок; 3 – поверхность «едомы»; 4 – аллювиально-озерная равнина; 5 – бар.

Характерные штормовые ситуации моделировались для условий, когда скорость ветра со стороны моря составляла 15 м/с (повторяемость таких ветров примерно 3 – 7% в течение безледного периода). Благодаря мелководности бассейна важную роль в штормовых изменениях уровня здесь играет ветровой нагон. Его высота во многом зависит от длины разгона волн. При современной ширине летней полыньи около 15 км высота нагона, по расчетным оценкам, должна быть около 0.25 м (для принятой скорости ветра 15 м/с), а при возможном многократном расширении полосы, свободной от льда, нагон может превысить отметку 1 м. Моделировались три варианта изменений ледовых условий в течение ближайших 100 лет. Первый из них предполагает сохранение современного режима, при котором характерное значение ширины полосы чистой воды у берега в летний период может быть принято равным 15 км. Второй вариант предусматривает возможность отодвигания кромки льдов в среднем на расстояние около 100 км от берега к концу столетнего периода. Третий вариант предполагает расширение области чистой воды до 400 км через 100 лет, что в современных условиях отвечает положению границы наименьшего распространения плавучих льдов в августе-сентябре [2].

Результаты моделирования представлены на рис. 6. Здесь показаны профили берегового склона, наблюдаемые в настоящее время и прогнозируемые через 50 и 100 лет для трех описанных выше сценариев развития ледовой обстановки. Обозначены линии среднего штилевого уровня и положения уреза в соответствующие моменты времени.

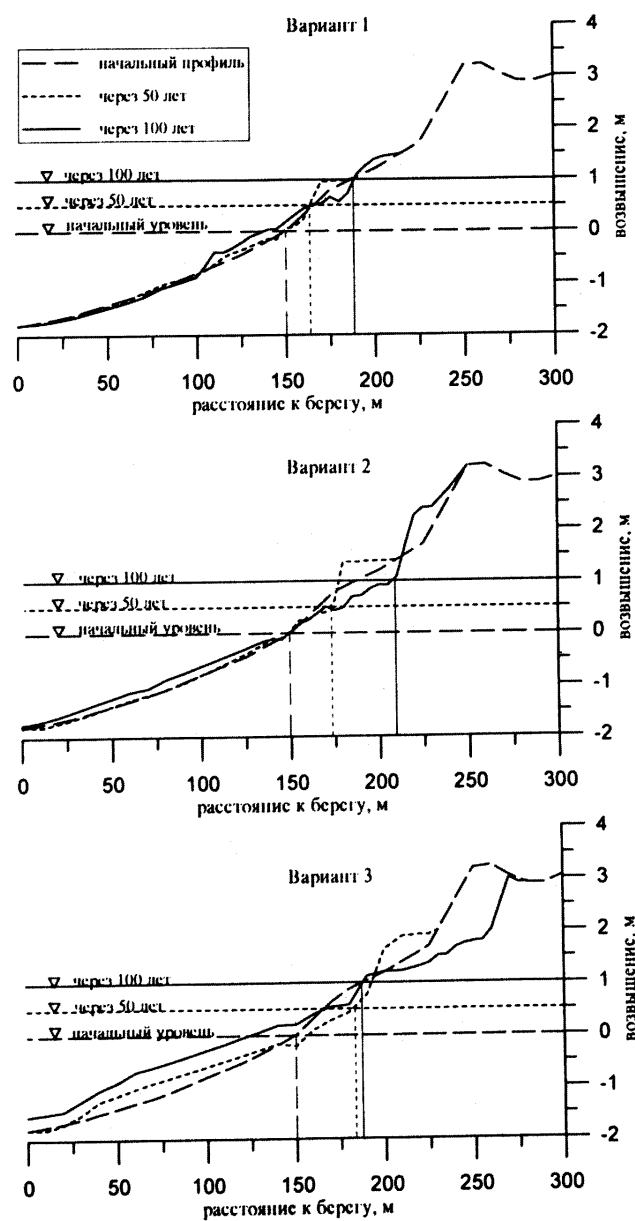


Рис. 6. Прогноз эволюции профиля берегового склона в районе мыса Биллингса на ближайшие 100 лет при различных вариантах ледовых условий

Полученные результаты свидетельствуют о том, что на протяжении ближайших 50 лет эволюция профиля в качественном отношении будет происходить примерно одинаково при всех рассматриваемых вариантах. Главная тенденция заключается в формировании берегового вала в надводной части пляжа, имеющей форму уступа. В последующие 50 лет тенденции развития профиля берегового склона могут быть различными в зависимости от варианта изменения ледовой обстановки. При этом играют роль как величина ветрового нагона, предопределяющая границу области волнового воздействия, так и изменяющиеся свойства волнения. При вариантах 1 и 2 произойдет некоторое перемещение берегового вала в сторону суши, размыв дна перед валом и заметная аккумуляция материала на подводном склоне. При третьем варианте ветровой нагон оказывается достаточно большим, чтобы штормовой урез попадал на значительно более крутой верхний участок берегового вала. Кроме того, к этому времени волнение приобретает черты, характерные для достаточно крупных бассейнов. Соответственно, условия равновесия профиля существенно изменяются. В результате образование берегового вала сменяется интенсивным его размывом и отложением продуктов размыва на подводном склоне.

Таким образом, эволюция рассматриваемого берегового склона в сильнейшей степени зависит от ледовой обстановки в течение ближайшего столетия. Если заметных изменений ее не произойдет, то волновое воздействие не вызовет существенных деформаций профиля при повышении уровня. При отступлении границы льдов до 100 км от берега подножье берегового вала будет размываться, что приведет к увеличению крутизны морского склона вала. При расширении полосы чистой воды до 400 км возникнут условия, при которых береговой вал будет интенсивно размываться, и берег вскоре лишится естественной защиты от затопления. Побережья и шельф с его прибрежной зоной являются областью, где переплетены экономические, экологические, социальные, геополитические интересы. Побережья морей и океанов – наиболее населенные районы Земли. Поэтому любые, даже незначительные с глобальной точки зрения изменения природной среды этих районов, имеют серьезные социально-экономические и геоэкологические последствия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арэ Ф.А. Основы прогноза термоабразии берегов. Наука, Новосибирск, 1985. 172 с.
2. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. ГУНИО, 1980.
3. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов (прошлое, настоящее, будущее). М., ГЕОС, 1999. 300 с.
4. Леонтьев И.О. Эволюция аккумулятивного берега при изменениях уровня моря: математическая модель. Океанология. 1999. Т. 39. № 3. С. 458-462.
5. Мархатанов В.П. Оценка тепловых условий динамики арктических побережий // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 49-64.
6. Lou N., McCawn S., Ross T. Tornadoes and Long-Term U.S. Tornado Climatology // National Climatic Data Center Technical Report. 1998-1999. № 99-02.
7. Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor, I.G. Surface air temperature and its changes over the past 150 years // Reviews of Geophysics. 1999. № 37. P. 173-199.

XIII. Вопросы палеогеографии плейстоцена

ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ СОПРЯЖЕННЫМ МЕТОДОМ

К.К. Марков несколько лет назад отметил неудовлетворительное состояние изучения вопросов стратиграфии отложений и хронологии плейстоцена. Он показал, что существуют два главных препятствия успешного решения проблем, связанных с исследованием природной среды плейстоцена: 1) отсутствие или, в лучшем случае, крайняя недостаточность фундаментальных стратиграфических данных; 2) неразработанность методологии корреляции стратиграфических разрезов [Марков, 1969].

Коллектив Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ под руководством К.К. Маркова пытался преодолеть эти недостатки путем тщательного изучения ряда опорных разрезов сопряженным методом. Марков указывал, что разрезы плейстоценовых отложений Мамонтовой горы в Центральной Якутии, Иссык-Кульской котловины в Тянь-Шане и Приазовья исследовались с использованием 24 частных литологических, геохимических, палеоботанических и фаунистических методов. В дальнейшем эти методы применялись и применяются при работах на разрезах Центра Русской равнины, Горного Алтая и Приобского плато, Западной Камчатки, Чукотского полуострова и Приморья.

Однако даже столь немалое количество методов оказывается недостаточным и не обеспечивает получения фундаментальных стратиграфических данных. Поэтому параллельно с работой на опорных разрезах было обращено внимание на расширение арсенала методов, развитие лабораторной базы, разработку и внедрение новых физико-химических методов [Каплин, 1971]. В Лаборатории были организованы новые направления исследований: абсолютной геохронологии (радиоуглеродный, термолюминесцентный, неравновесноурановый методы), палеомагнитное (определение эпох изменения магнитной полярности, магнитных свойств отложений и почв), изотопно-кислородное (определение палеотемператур), изучения глинистых минералов (электронная микроскопия, рентгеноструктурный анализ, термический анализ) и физико-механических свойств отложений.

Выполнение этих исследований значительно расширило круг информации по каждому разрезу новейших отложений. Проведенные работы по уже изученным к 1968 г. опорным разрезам

позволили собрать дополнительный материал, уточнить, а иногда и изменить возрастные оценки тех или иных толщ отложений.

Например, при анализе разреза Мамонтова гора одним из самых дискуссионных был вопрос о происхождении покровных суглинков алданских террас [Разрез новейших отложений Мамонтова гора, 1973]. Эти суглинки отличаются пылеватостью, малой карбонатностью, повышенной глинистостью и могут быть отнесены к типу лёссовидных. Поэтому некоторые исследователи связывали их образование с эоловым разносом [Русанов, 1968]. Однако тщательное изучение вещественного состава суглинков, условий залегания, характера текстур, включений древесины, фауны пресноводных моллюсков, новообразований субаквальной обстановки позволило сделать вывод об аллювиально-мерзлотном происхождении покровной толщи [Судакова, 1969]. Впоследствии было проведено радиоуглеродное датирование остатков древесины из суглинков террас Алдана. Анализ показал, что суглинки разновозрастны и, по существу, не единый покров: Таким образом, благодаря датированию суглинков удалось подтвердить вывод о том, что они не эоловые образования, что обуславливало их разновозрастность, а переработанные мерзлотными процессами верхние горизонты аллювиальных толщ разновозрастных террас.

Другой пример. В известном Лихвинском обнажении на р. Оке под основной днепровской мореной выделяются отложения нескольких эпох похолодания, разделенные тремя горизонтами погребенных почв. Новейшие отложения в нижней части разреза рассматривались как плиоценовые. Термолюминесцентные определения, подтвержденные данными палеомагнитного анализа, позволили достаточно ясно представить стратиграфическое расчленение разреза. Днепровская морена, залегающая в средней части разреза, по данным термолюминесцентного анализа, имеет возраст 250 – 300 тыс. лет. Три горизонта погребенных почв под днепровской мореной оказались, по существу, одновозрастными (324 – 336 тыс. лет), т. е. каждый из них не может приниматься за свидетельство межледниковья. Наконец, наиболее древние толщи были датированы возрастом 640 ± 77 тыс. лет. Более древних плиоценовых отложений в Лихвинском обнажении встречено не было.

При исследовании опорных разрезов новейших отложений вырисовывается четкая зависимость между группами методов. Геоморфологические, литологические, геохимические, палеоботанические, палеофаунистические, археологические помогают отдельно и в сопряжении реконструировать местные особенности природы, хотя они могут быть использованы и для стратиграфической корреляции смежных и более отдаленных друг от друга территорий. Геохронологические и палеомагнитные – служат це-

ли сопоставления сколь угодно отдаленных территорий. Эти же методы вносят свой вклад и в изучение местных особенностей природы плейстоцена.

Таким образом, информация поступает по двум направлениям: накапливаются данные по стратиграфии и хронологии отложений конкретных регионов и суммируется материал для сопоставления этих регионов между собой, что в итоге должно дать общую картину развития природы в плейстоцене. Естественно, многообразные методы позволяют осуществлять взаимный контроль полученных данных. Исследования по разным направлениям взаимодополняются, а в случае неблагоприятной обстановки для извлечения информации тем или иным методом (отсутствие находок) показатели иного плана восполняют пробел.

Однако увеличение количества применяемых методов не всегда приводит к однозначности в спорных вопросах. Напротив, иногда при интерпретации материала возникают затруднения в связи с тем, что разнообразие применяемых методов увеличивает противоречия. По тем или иным причинам (неполнота геологической летописи, накопление случайных данных, пробелы в фактическом материале, перенос и переотложение геологических объектов, несовершенство методик, субъективизм исследователей) выводы, сделанные по одной группе методов, нередко не согласуются с заключениями при иных приемах. Кроме того, каждый показатель палеогеографической обстановки зависит от большого числа факторов и неодинаково реагирует на один и тот же процесс. Биологические (флора, фауна) изменяются главным образом под влиянием климата. Различия в гранулометрии, физические свойства отложений в основном определяются сменой фациально-генетической обстановки и лишь косвенным образом связаны с климатом. Петрографический состав крупных обломков ледниковых районов обусловлен преимущественно географическим местоположением и геологией питающих провинций.

Следовательно, необходимо анализировать не только зависимые друг от друга признаки природной обстановки прошлого, но и показатели, независимые друг от друга или лишь косвенно обусловленные теми или иными условиями плейстоцена. Поэтому при сопряженном анализе важнейшая задача, методологически еще не полностью решенная, – сопоставление материалов, полученных разными методами.

При сопоставлении данных по опорным разрезам следует выделить признаки, характеризующие наиболее существенные явления, и распознать и отбросить случайные. В те или иные прошлые эпохи проявляются группы ведущих и второстепенных признаков. Причем ведущие признаки не обязательно постоянны для каждого региона и каждой эпохи плейстоцена, а второстепенные для определенной территории или периода могут быть веду-

щими.

Так, для районов, покрывавшихся оледенением, важный палеогеографический показатель – петрографический состав крупных обломков, их ориентировка, окатанность. Поэтому при работах на опорных разрезах Центра Русской равнины комплексному анализу обломков было отведено значительное место [Карпухин, Судакова, 1972]. Для внеледниковых районов главный объект палеогеографического изучения – погребенные почвы [Добродеев, 1973].

Таким образом, сопоставление результатов исследований различными методами требует конкретного и тщательного анализа и не может быть стандартным. При исследовании использовалось более 30 методик (таблица). В процессе работы на опорных разрезах был получен огромный цифровой материал. Его обработка нуждается в применении статистических методов. Поэтому в монографиях по опорным разрезам Иссык-Кульской котловины и Мамонтова гора для оценки сопоставимости результатов гранулометрического, минералогического геохимического и палеоботанического анализов был принят корреляционный анализ различных показателей вещественного состава отложений.

В связи с вероятностной, а не функциональной зависимостью между отдельными признаками палеогеографических условий, а также ввиду очень большого количества показателей, которое дает каждый частный вид анализа, при корреляции использовались обобщенные показатели, или коэффициенты, отражающие общие особенности признака.

Были приняты следующие показатели: для гранулометрического анализа – средневзвешенный диаметр зерен (D_t); для минералогического анализа – коэффициент устойчивости минералов тяжелой фракции (K_v) и процентное содержание аутигенных минералов (АМ); для геохимического анализа – отношения

$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} \quad \frac{\text{R}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2} \quad \frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$$

процентное содержание CaCO_3 и сумма легкорастворимых солей (S), для палеоботанического, в частности спорово-пыльцевого анализа – процентное содержание пыльцы древесных и кустарниковых пород (ДК) и т. п. По отобранным показателям определялся коэффициент корреляции. С помощью парных коэффициентов корреляции выявлялось наличие или отсутствие связи, теснота и характер ее: положительная (прямая) или отрицательная (обратная).

На рисунке, имеющем вид матрицы, показана корреляционная связь между показателями палеогеографических условий Иссык-Кульской впадины, позволяющая судить о степени их взаим-

Таблица

Применение методов палеогеографического анализа к изучению опорных
разрезов новейших отложений
(цифры показывают общее количество анализов)

№ п/п	Метод	Район				
		Иссык-Куль	Мамонтова гора	Приазовье	Центр Рус- ской равни- ны	Алтай
1	Геоморфологический	+	+	+	+	+
2	Гранулометрический (комбинированный дисперсный, ситовой из объема 50 кг)	118	108	150	525	360
3	Комплексный минералогический анализ тяжелой и легкой фракций	281	219	150	420	630
4	Морфоскопия кварцевых зерен	–	86	20	32	6
5	Комплексный анализ обломков	–	23	–	212	100
6	Анализ физико-механических свойств отложений	–	3	–	251	390
7	Анализ условий залегания толщ (замеры элементов залегания)	+	+	+	+	+
8	Анализ текстур	+	+	+	+	+
9	Криолитологический анализ	–	+	+	+	+
10	Микроморфологический и микротек- стурный по шлифам	–	86	25	75	90
11	Комплексное определение состава орга- нического вещества (содержание гумуса, групповой и фракционный состав, спек- тры поглощения гуминовых кислот)	–	44	145	118	750
12	Химический валовой состав	75	69	180	53	79
13	Анализ водной вытяжки	118	–	200	–	150
14	Определение CO ₂ карбонатов	195	44	200	444	215
15	Спектральный анализ	–	–	40	59	200
16	Электронно-микроскопический анализ	39	38	40	110	–
17	Термический	35	38	20	10	–
18	Рентгеноструктурный	9	–	25	10	–
19	Радиоуглеродное датирование	3	7	12	17	15
20	Термолюминесцентное датирование	10	–	–	36	38
21	Датирование по неравновесному урану	1	–	–	1	–
22	Магнитные свойства отложений	55	87	110	145	435
23	Палеомагнитные определения	55	87	110	145	435
24	Спорово-пыльцевой	268	530	200	787	660
25	Диатомовый	268	–	–	300	–
26	Анализ древесины	25	30	–	4	–
27	Анализ микроостатков травянистых растений	7	–	10	–	–
28	Анализ семян, шишек, плодов	1	35	10	5	20
29	Анализ фауны крупных млекопитающих	3	249	1600	50	300
30	Анализ фауны грызунов	–	400	1170	4700	2500
31	Анализ малакофауны	8	20	60	6	3000
32	Археологический	+	+	+	+	+
33	Анализ коррелятивных связей частных методов	+	+	+	+	+

ного влияния, надежности [Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины, 1971; Разрез новейших отложений Мамонтова гора, 1973].

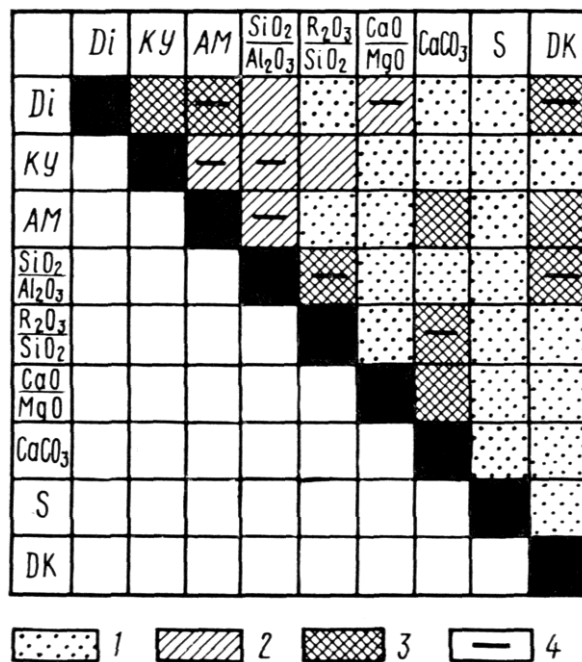


Рис. Корреляционная связь между показателями вещественного состава плейстоценовых отложений Иссык-Кульской впадины:

1 — отсутствует; 2 — удовлетворительная; 3 — хорошая;
4 — отрицательная

При анализе данных, собранных при изучении опорного разреза Центра Русской равнины, был выбран иной способ обобщения материала. Для оценки палеогеографической информации была применена теория надежности [Карпухин, 1973]. На ее основе можно сравнивать распределения, характеризующие два или несколько объектов, либо для установления их тождества, либо различия, т. е. выявляется их генетическая принадлежность.

Например, при изучении опорного разреза Ярославского Поволжья С.С. Карпухин рассматривал вопрос о существовании на этой территории морен последнего оледенения. Отложения, принимаемые за ледниковые, сравнивались с типичными моренами. В результате расчетов оценки распознавания генезиса и питающих провинций для различных горизонтов сводного разреза

Ярославской обл. была получена практически 100%-ная надежность реконструкции для днепровского, одинцовского и микулинского горизонтов. Для отложений валдайского возраста (мореноподрбные накопления и покровные суглинки) надежность распознавания несколько ниже.

Статистическая обработка данных изучения опорных разрезов оказывает большую помощь при анализе палеоландшафтов. Однако статистические методы не могут дать полной информации о развитии того или иного региона в плейстоцене. Наглядная обобщающая картина наиболее удачно отражена в сводных графиках палеогеографического сопряженного анализа отложений опорных разрезов, приложенных к цитируемым монографиям. Такие же графики подготовлены по опорным разрезам Приазовья, Центра Русской равнины, Алтая. На них показывается развитие во времени отдельных компонентов природы (литологические условия, эволюция фауны и флоры), стратиграфическая колонка, данные геохронологии и т.п. Кроме того, отражены некоторые синтетические обобщающие кривые, иллюстрирующие общие закономерности изменения природы плейстоцена.

В итоге изучения опорного разреза Иссyk-Кульской впадины были определены эпохи осцилляции горных ледников, периоды трансгрессии и регрессии оз. Иссyk-Куль, смены во времени типов растительности, степень залесенности территории региона, колебания среднегодовых характеристик температуры и осадков и, наконец, коэффициент континентальности и его изменения в плейстоцене. Исследование опорного разреза Мамонтова гора позволило выявить тектонический режим территории, степень интенсивности во времени процессов выветривания, изменение облесенности района, коэффициент континентальности, колебания климата.

Тектонический режим территорий отражается на упомянутых схемах в виде кривой, построенной на основании изучения террасовых уровней, поверхностей выравнивания, фациальных особенностей отложений. Например, для опорного разреза Мамонтова гора амплитуда величины тектонического поднятия за время, прошедшее между образованием двух смежных террасовых уровней, определялась по нормальным мощностям аллювия, фациальному составу осадка, высоте между цоколями террас. Сопоставив эти характеристики, исследователи пришли к выводу об уменьшении амплитуды и темпа тектонических движений от раннего к позднему плейстоцену.

Интересен палеогеографический показатель – коэффициент континентальности. Н.Н. Иванов [1953] считает, что он выражается в отклонении годовых амплитуд температуры данного места от средней амплитуды для всей данной параллели. При совпадении среднеширотной и годовых амплитуд температур данного

пункта коэффициент континентальности равен 0° . Этот показатель и распределение растительности хорошо согласуются. Границы ареала лиственницы примерно идут на равнинах по линии нулевого показателя континентальности. Темно-хвойные преобладают в местах, где коэффициент континентальности близок к $+10^\circ$. В резко континентальных районах (коэффициент равен $+30^\circ$) господствуют леса из лиственницы даурской.

Климат и его изменения в плейстоцене отражены на климатических кривых, синтезирующих данные всех видов анализа. Особенно хорошо сопоставляются результаты оценки устойчивости минералов, свойства глинистых и вторично-измененных минералов, карбонатности, группового состава гумуса с показателями облесенности территории и составом фауны грызунов. Для отдельных эпох плейстоцена были определены конкретные характеристики температуры и влажности. Это удалось сделать путем анализа соотношения флористических элементов.

Величины среднегодовых температур и осадков выявлялись по современным ареалам и экологическим требованиям к теплу и влаге отдельных видов и родов растительности. Большие перспективы в определении показателей температуры и влажности открывает кислородно-изотопный метод (определение соотношения изотопов кислорода O^{18}/O^{16}). Частично этот метод применялся при исследовании внеледниковых районов Русской равнины (опорный разрез Приазовья). В настоящее время соотношения изотопов кислорода анализируются в иловых водах и карбонатах оз. Ханка и шельфа Японского моря (опорный разрез Приморья).

Сопряженное изучение некоторых опорных разрезов позволяет наиболее полно представить развитие природы отдельных районов в плейстоцене. Главнейшими событиями плейстоцена в районах Центра Русской равнины были покровные оледенения и перигляциалы, несколько раз сменявшие относительно теплые межледниковые эпохи и определившие наиболее яркие черты ландшафтов. Поэтому при изучении опорных разрезов новейших отложений Ярославского Поволжья и Верхней Оки (Лихвинский разрез), проводившемся под руководством Н.Г. Судаковой, большое внимание уделялось выявлению разновозрастных горизонтов морен, диагностике мореноподобных образований, строению лёссовидных безвалунных суглинков, а также определению стратиграфии ископаемых почв [Путеводитель экскурсий Москва – Верхняя Волга, 1969; Судакова, 1971; Агаджанян и др., 1972; Введенская и др., 1973].

Крупные седиментационные циклы Центра Русской равнины: окский, лихвинский, днепровский, одинцовский, московский, микулинский и сложнопостроенный валдайский этапы. Особенно большое значение для преобразования территории имело днепровское оледенение, развивавшееся, по данным определения аб-

солютного возраста, 300 – 250 тыс. лет назад. В Ярославском Поволжье мощные ледниковые образования заполнили понижение рельефа, значительно уменьшив его контрастность. На территории Верхней Оки ледниковый покров воздействовал на подстилающую поверхность менее активно. Мощности морены здесь ниже, зато большую роль приобретают водно-ледниковые отложения.

Московское оледенение завершило крупный ледниковый цикл осадконакопления, аккумулировав в районах Верхней Волги мощную толщу основной морены. Интересно отметить, что исследования крупных обломков в моренах позволили обнаружить значительные различия в направлениях движения днепровского и московского ледниковых языков.

В результате сопряженного анализа, как мы упоминали, установлено, что позднеплейстоценовые оледенения захватывали северо-западную часть территории Ярославского Поволжья. Палеогеографическая обстановка послелемнинского времени была близка к условиям перигляциальной зоны. В этот период происходило формирование разновозрастных покровных лёссовидных суглинков, по происхождению озерных, речных, солифлюкционных, отчасти эоловых образований, переработанных «лёссовым процессом выветривания».

Ландшафты Центра Русской равнины в плейстоцене неоднократно менялись. По крайней мере, четыре раза лесные ландшафты преобразовывались в тундровые. Однако это происходило на фоне характерного уменьшения удельного веса древесной растительности и увеличения травянистых компонентов. От ритма к ритму наблюдается обеднение флоры термофильными и экзотическими элементами. Эти изменения отражали общее прогрессивное похолодание климата и увеличение континентальности.

Изучение опорного разреза Приазовья, проведенное под руководством О.П. Добродеева [Добродеев, Судакова, 1969; Агаджанян и др., 1972; Болиховская, Добродеев, 1972; Кузьмина и др., 1969; Добродеев, 1973*а, б*], показало, что в этом районе литогенез плейстоцена принципиально отличается от процессов седиментации более древних эпох. За плейстоцен в Приазовье сформировалась единая ритмично построенная толща субаэральных образований, состоящая из серий горизонтов покровных глин, лёссов и погребенных в них почв.

Особенно важным и плодотворным было для территории Приазовья изучение погребенных почв. Времени их образования соответствуют теплые и, как правило, относительно более влажные климатические эпохи. В более холодные, обычно и менее влажные периоды, в связи с развитием перигляциальных условий на Русской равнине, происходило отложение покровных толщ. Направленные изменения в толще отложений выражаются в по-

степенном уменьшении в осадках примеси древних продуктов выветривания каолинитового состава и увеличении монтмориллонит-гидролюдистых минералов. О.П. Добродеев отмечает по три ритма литогенеза (покровные отложения — погребенная почва) в раннем, среднем и позднем плейстоцене.

Растительный покров и фауна Приазовья также отражают ритмические, направленные изменения природы в плейстоцене. На границе плиоцен – плейстоцена вымирает гиппарионовая фауна. Для плейстоцена характерно развитие специализированных форм: лошади, быки, олени, среди мелких млекопитающих преобладают полевки.

На границе плиоцен – плейстоцена резко изменяется флора территории – вымирает большая часть видов субтропического и теплого умеренного климата.

Растительный покров приобретает бореальный облик. В начале среднего плейстоцена, в период лихвинского межледникового в лесах еще встречаются реликты неогеновой флоры: тисс, тсуга, ель омориканская, лапина, орех, падуб, днервилла, каштан, селигинелла, сальвиния и др. В дальнейшем, в среднем плейстоцене не только исчезают перечисленные реликты, но и резко сокращается облесенность территории. Соответственно вымирают представители теплолюбивой фауны. Леса только в микулинское время достигают существенного развития. На протяжении всего позднего плейстоцена господствуют сухие степи или лесостепи.

В период максимальной стадии валдайского оледенения, по данным О.П. Добродеева, происходит наиболее сильное похолодание за всю плейстоценовую историю Приазовья. Среднегодовая температура опускается на 5 – 6° ниже современных значений. На территории Приазовья в это время простираются холодные лесостепи с тундровыми элементами растительности. Последующее потепление климата не способствовало восстановлению лесных ландшафтов. В послеледниковый период несмотря на общее потепление в Приазовье устанавливается аридный климат и формируются современные степные ландшафты.

Иссык-Кульская впадина, опорный разрез новейших отложений которой был изучен под руководством З.В. Алешинской, по своему географическому, структурно-геологическому положению резко отличается от районов Центра и Юга Русской равнины. Это – межгорная котловина высокогорной страны, развивающейся в результате мощных горообразовательных процессов герцинской и альпийской складчатостей. Особенно резкая активизация тектонических движений в Тянь-Шане произошла на рубеже плиоцена и плейстоцена. Увеличение контрастности рельефа, уклонов поверхности вызвало интенсификацию процессов сноса, смену фациального состава отложений Иссык-Кульской котлови-

ны. В дальнейшем происходит постоянное нарастание интенсивности тектонических движений, увеличение скорости осадконакопления, по крайней мере, в четыре раза.

Климат Иссык-Кульской впадины в целом за плейстоцен изменялся от относительно более теплого и влажного к прохладному и сухому. Среднегодовая температура понизилась от 12 до 5°, количество осадков сократилось от 750 до 425 мм. Как следствие климатических изменений уменьшается роль химического выветривания, постоянно исчезают теплолюбивые, влаголюбивые элементы в составе растительности.

В результате общепланетарных понижений температуры, связанных с оледенениями, в районе Иссык-Кульской впадины увеличивалась увлажненность климата. Следствием последней были трансгрессии оз. Иссык-Куль. Эпохи межледниковья характеризуются сокращением обледенности и регрессивными стадиями озера.

Под руководством А.А. Свиточа изучались опорные разрезы новейших отложений Алтая [Свиточ и др., 1972, 1973; Боярская и Свиточ, 1973; Курсалова и Свиточ, 1973]. Собственно в пределах «Большого Алтая» исследовались опорные разрезы трех районов: Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая. В каждом из районов изменения ландшафтов появлялись местные индивидуальные особенности, проявлявшиеся на фоне общей эволюции природы всей территории. Например, существенные изменения условий осадконакопления в Горном Алтае в конце плиоцена, по-видимому, почти не имели места при формировании отложений Приобского плато. Вообще, для Горного Алтая характерна серая окраска плейстоценовых осадков, обусловленная господством в Горах процессов физического выветривания местных пород. На плато отложения имеют бурые и желто-бурые цвета, а главное, там преобладают лёссовидные отложения с погребенными почвами.

Проявления новейших движений, их выраженность, развитие основных форм рельефа также частично не совпадали в различных районах Алтая. В какой-то степени это относится и к эволюции фаунистических комплексов и растительных ассоциаций. Однако в целом в развитии природы Алтая четко выделяется крупный возрастной рубеж: конец плиоцена — начало плейстоцена. В плейстоцене возрастает тектоническая активность геологических структур Горного Алтая. В тектоническое поднятие вовлекается Приобское плато, представлявшее в позднем плиоцене устойчиво опускавшуюся аккумулятивную равнину. В этот же период происходит похолодание и вымирание последних экзотических растений. В высокогорной части Алтая в середине раннего плейстоцена, по-видимому, образуются первые ледники. Однажды возникнув, оледенение, возможно, уже не покидало высоко-

горных частей и активно формировало альпийский рельеф вершин Горного Алтая. В то же время на Алтае отмечается несколько эпох наступания и отступления ледников, что связано с чередованием периодов похолодания и потепления.

Флора и фауна Алтая были в плейстоцене существенно преобразованы. За счет исчезновения теплолюбивых форм стала преобладать растительность тобольской семенной флоры, состоящей из представителей умеренной и отчасти полярно-арктических зон. Отмечается также вымирание многих животных как млекопитающих, так и пресноводных моллюсков. Так, в постплиоценовое время на Алтае прекращают свое существование теплолюбивые третичные униониды. В плейстоцене окончательно оформляется четкая ландшафтная зональность: широтная на равнинах юга Западной Сибири, вертикальная в горах Алтая.

Наиболее контрастные природные условия между плиоценом и плейстоценом существовали, как показало изучение опорного разреза Мамонтова гора, в Восточной Сибири. Исследования отложений Мамонтовой горы (р. Алдан) проводились под руководством Т.Д. Боярской. В неогене в этом районе климат был влажным и теплым. Большие коэффициенты устойчивости терригенных минералов и высокая степень их химического преобразования отражают наибольшую интенсивность выветривания по сравнению со всеми последующими этапами развития. В неогене территория была максимально облесена. Леса отличались богатым видовым разнообразием, преобладанием экзотических хвойных и широколиственных пород. Среднегодовые температуры можно оценить как равные 12°, а влажность — 1500 мм осадков в год.

В раннем плейстоцене в результате общепланетарного похолодания в Восточной Сибири появляется многолетняя мерзлота. В раннеплейстоценовых осадках обнаруживаются следы довольно мощных сингенетичных ледяных жил. В среднем и позднем плейстоцене на фоне общего нарастания холода и континентальности выделяются по три эпохи потепления и похолодания. Во время потеплений увеличивались интенсивность выветривания и, следовательно, количество разрушенных и вторично-измененных минералов. Растительность была представлена сосново-березовыми лесами, с примесью темнохвойных пород ели и пихты. Смягчение климата приводило к частичному оттаиванию многолетней мерзлоты и проявлению процессов термокарста. В периоды потеплений среднегодовые температуры оцениваются в 8 — 10°, осадки 300 – 500 мм в год.

При похолоданиях интенсивность процессов выветривания существенно снижалась. Из состава растительного покрова исчезла большая часть древесных пород, в первую очередь темнохвойных. Преобладали лесотундровые и тундро-степные ландшафты.

Среднегодовые температуры снижались до -15 – -16° , а количество осадков уменьшалось до 100—200 мм в год.

Итак, изучение ряда опорных разрезов новейших отложений территории СССР позволяет наиболее полно судить об общих закономерностях развития природы в плейстоцене. Эти закономерности были подмечены К.К. Марковым и наиболее полно выявлены при сопряженном анализе новейших отложений. Во всех исследованных районах отмечался резкий природный рубеж между плиоценом и плейстоценом. В плейстоцене направленное изменение природы выражалось в общем похолодании и увеличении континентальности, усилении тектонической активности основных геологических структур. При этом изменения были ритмичными и похолодания сменялись эпохами потепления. В соответствии со сменой эпох потепления и похолодания происходила последовательная смена ландшафтов и условий осадкообразования, что отражено в ритмичном строении толщ новейших отложений.

Эпохи похолодания были общепланетарными, увлажненность же территории имела местный характер. При изучении опорных разрезов выявлено, что в Центре Русской равнины, Приазовье, Восточной Сибири потепления сопровождались увеличением влажности, а похолодания — иссушением. В Тянь-Шане и Алтае, наоборот, большее количество влаги приходилось на эпохи похолоданий, а при потеплениях — увеличивалась сухость климата. Различия в увлажненности определяют местную индивидуальность в развитии всех компонентов природной среды страторайонов, приводят к метакронным изменениям ландшафтов разных территорий. Естественно, что изучение немногих страторайонов не позволяет получить полного представления о стратиграфии и хронологии плейстоцена в целом. Необходимы дальнейшие исследования толщ новейших отложений, а главное, тщательная корреляция полученных материалов. Методика такой корреляции разработана слабо и задача ближайшего будущего — приступить к ее разработке.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К. и др. Сопряженный палеогеографический анализ плейстоценовых отложений Ярославской области. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», вып. 3. Изд-во МГУ, 1972.

Агаджанян А.К., Добродеев О.П., Курсалова В.И. и Мотузко А.Н. Палеофаунистическая характеристика опорного разреза плейстоцена Приазовья у с. Весело-Вознесенского. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 3. Изд-во МГУ, 1972.

Болиховская Н.С., Добродеев О.П. Палеогеография плейстоцена Приазовья по данным сопряжения спорово-пыльцевого и палеопочвенного анализов у с. Весело-Вознесенского. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 3. Изд-во МГУ, 1972.

Боярская Т.Д., Свиточ А. А. Материалы в палеогеографии леднико-

вых эпох Горного Алтая. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 4. Изд-во МГУ, 1973.

Введенская А.И., Парамонова Н.Н., Соколова Н.С., Судакова Н.Г. К характеристике разреза плейстоценовых отложений у дер. Козлово на реке Березе. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 4. Изд-во МГУ, 1973.

Добродеев О.П. Основные эпохи почвообразования на территории Русской равнины в позднем плейстоцене. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр. 1973, № 1.

Добродеев О.П. Ископаемые почвы в разрезе плейстоценовых отложений у г. Новохоперска. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 4. Изд-во МГУ, 1973.

Добродеев О.П., Судакова Н.Г. Схема разреза новейших отложений Приазовья. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», вып. 1. Изд-во МГУ, 1969.

Иванов Н.Н. Об определении величины континентальности климата «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1953, т. 85, вып. 4—5.

Каплин П.А. Исследование новейших отложений, и палеогеографии плейстоцена на географическом факультете МГУ. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1971, № 4.

Карпухин С.С. Оценка результатов комплексного палеогеографического исследования новейших отложений. Автореф. канд. дисс. М., 1973.

Карпухин С.С., Судакова Н. Г. Опыт комплексного исследования обломков в морене. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 3. Изд-во МГУ, 1972.

Кузьмина Н.Н., Салова Т.А., Судакова Н.Г., Фельдман Т.Г. Гранулометрическая и минералогическая характеристики фациальных комплексов новейших отложений Приазовья. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 1. Изд-во МГУ, 1969.

Курсалова В.И., Свиточ А.А. Новые данные по моллюскам Кызылгирской свиты Горного Алтая. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 4. Изд-во МГУ, 1973.

Марков К.К. Стратиграфия, отложения и хронология плейстоцена. Сб. «Нов. тектоника, новейшие отложения и человек», 1. Изд-во МГУ, 1969.

Путеводитель экскурсий Москва—Верхняя Волга. Изд-во МГУ, 1969.

Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Под ред. К.К. Маркова. Изд-во МГУ, 1971.

Разрез новейших отложений Мамонтова гора. Под ред. К.К. Маркова. Изд-во МГУ, 1973.

Разрез новейших отложений ледниковых районов Русской равнины. Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во Московского ун-та, 1977.

Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии, М., «Наука», 1968.

Свиточ А.А. О строении террас реки Бии. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 4. Изд-во МГУ, 1973.

Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Евсеев А.В., Куликов О.А., Фаустов С.С., Парамонова Н.Н. и Чернюк А.В. Некоторые результаты изучения разреза Белово (Приобское плато). Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 3-Изд-во МГУ, 1972.

Судакова Н.Г. Лёссовидные суглинки долины реки Алдан. Сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 1. Изд-во МГУ, 1969

Судакова Н.Г. Особенности строения разрезов плейстоценовых отложений Ярославской области. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1971, № 5.

ПРОБЛЕМА ДАЛЬНЕЙ КОРРЕЛЯЦИИ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Каплин П.А., Свиточ А.А.

Изучение развития природы в целом и ее отдельных компонентов на больших пространствах, создание общих стратиграфических схем, решение проблемы синхронности — метасинхронности природных явлений, — все это зависит от достоверности проведения дальних корреляций и палеогеографических сопоставлений. При изучении новейших отложений и палеогеографии плейстоцена сопоставления осадков и событий различных регионов были и по сей день остаются наиболее трудными вопросами четвертичной геологии и палеогеографии, решение которых возможно только путем привлечения «абсолютных» методов датирования и использования «классических» методов сопоставления геологических тел. В практике при корреляции отложений и событий плейстоцена используются различные критерии: эволюция фауны и флоры, изменение климата, особенности осадконакопления, данные «абсолютной» геохронологии и т. д.

Одним из наиболее применяемых методов сопоставления отложений и событий является анализ биостратиграфических данных и, в частности, эволюции фауны млекопитающих, моллюсков, микроорганизмов и т. д. Благодаря работам В.И. Громова [9], установившего основные особенности развития фауны крупных млекопитающих в четвертичное время, особенно часто при корреляции и используют данные по млекопитающим. Причем предполагается геологически одновременное появление и расселение на обширных территориях одних и тех же групп и форм животных [3, 27]. В то же время многие исследователи высказывают мнение о разновременном существовании фаунистических комплексов как неизбежном следствии различия природных зон [17]. Также показано, что в различных районах Союза ханжовский и тираспольский фаунистические комплексы Громова практически одновозрастны [11], а однотипные комплексы крупных млекопитающих в Европе, Западной Сибири и Кавказе разновременны [12]. По мнению Г.И. Лазукова [16], с позиций признания различного времени появления и становления видов животных, их расселения в областях обитания невозможно допустить одновременного существования фаунистических комплексов. И если использование фаунистических комплексов при сопоставлении крупных серий отложений и длительных событий позднего плиоцена и первой половины плейстоцена, по-видимому, возможно, то, учитывая относительно медленные темпы эволюции млекопитающих, равно как и моллюсков (исключение составляют некоторые солонатоводные формы моллюсков и, в частности, дидакны), применение их в качестве надежной основы для корреляции отло-

жений и событий второй половины плейстоцена почти исключено. Среди млекопитающих Северной Евразии в это время был распространен один верхнепалеолитический комплекс фауны, что же касается морских и сухопутных групп моллюсков, то в течение всего плейстоцена они практически состоят из одних и тех же видов, а наблюдаемые отличия в малакофауне имеют экологические причины.

Возможности использования для целей дальней корреляции палео-флористического материала показаны большой группой палинологов [2, 7, 8]. Однако считается, что пространственно удаленные геологические разрезы при помощи палинологического метода могут сопоставляться весьма условно, при необходимом учете зональных и провинциальных особенностей типов растительности [7]. Кроме этого, применение этого анализа как основы корреляций событий и отложений небольших временных отрезков, таких как, например, голоцен, вообще трудно осуществимо из-за большого количества примеров «скольжения» спорово-пыльцевых зон [21].

В настоящее время большинство исследователей [1, 11, 15 и др.] считает, что основой для стратификации и корреляции отложений и событий плейстоцена могут служить палеоклиматические критерии, в основу которых положены представления о повсеместных, синхронно проявляющихся похолоданиях и потеплениях климата Земли. Эти идеи перестали быть априорными, так как одновременность проявления похолоданий климата в различных частях планеты подтверждена независимыми физическими методами датирования. Так, например, в отложениях максимального оледенения Горного Алтая и днепровской морены Русской равнины [14] установлена палеомагнитная инверсия — событие Чаган. Одновременность проявления похолодания климата Западной Сибири, Чукотки и Аляски в конце плейстоцена установлена радиоуглеродными датировками [23].

Существенной трудностью использования климатостратиграфической основы для дальней корреляции является то обстоятельство, что эпохи похолодания и потепления климата Земли устанавливаются не прямо, а косвенно, методами литологическими, палинологическими и т. д., не всегда допускающими однозначное решение. Особенно это касается неледниковых районов. Так обстоит дело с выделением эпох похолодания в разрезе красnodубровской свиты Приобского плато и сыртовых отложениях Заволжья, где последовательно чередуются лёссовидные отложения и погребенные почвы, содержащие степные и лесостепные спорово-пыльцевые спектры. Достоверность коррелятивных схем на климатостратиграфической основе существенно повышается, когда сопоставляются материалы относительно крупных участков с большой полнотой геологического разреза. Если же в разрезах отсутствуют крупные подразделения отложений, содержащие информацию о целых климатических эпо-

хах, то прямое сопоставление их гипотетично.

При корреляции отложений и событий плейстоцена широкое применение имеют литологические, палеопедологические и геоморфологические критерии [4, 5, 6, 24, 25]. На них основано широкое площадное картирование морен материковых оледенений, межледниковых горизонтов, морских толщ. Однако достоверность сопоставлений по этим критериям обычно ограничена площадью одного региона, в пределах которого развиты те или иные формы рельефа, литологические толщи и погребенные почвы. Когда же сопоставляются отложения (события) нескольких регионов, то шансы удачного решения резко уменьшаются. Например, до настоящего времени отсутствует достоверная корреляция сыртовых отложений Заволжья со скифскими глинами Ергеней, этих смежных районов, разделенных долиной Волги. В самой долине не увязаны террасы в верхнем, среднем и нижнем течениях реки.

Внедрение в практику геолого-географических исследований физико-химических методов определения возраста пород резко повысило достоверность дальних корреляций. Изучение событий и отложений новейшей геологической эпохи методами абсолютной хронологии и палеомагнетизма позволяет определять четкие хронологические рубежи, однозначно стратифицировать генетически разнообразие отложения разных районов и проводить широкие корреляции между ними. Совершенно прав В.А. Зубаков, отметивший, что «межрегиональная и глобальная корреляция хронометрических данных возможна только на основе достоверных хронометрических данных, как единственного критерия, обеспечивающего необходимую точность и достоверность производимых сопоставлений» [11].

Существующие методы «абсолютного» летоисчисления охватывают весь временной интервал плейстоцена, хотя область применения каждого из них имеет значительные ограничения. Для молодых континентальных образований наиболее перспективными являются методы: для датирования второй половины позднего плейстоцена — голоцена — радиоуглеродный, для времени конца плейстоцена — позднего плейстоцена — термолюминесцентный, для плейстоцена — среднего плейстоцена — калий-аргоновый и по неравновесному урану. Наряду с очевидными успехами по абсолютной хронологии плейстоцена отмечаются и определенные трудности. Так, активно применявшийся в последние годы для датирования верхнеплейстоценовых и плейстоценовых отложений и их корреляции термолюминесцентный метод в настоящее время встретил серьезную критику и «дорабатывается». В перспективе с помощью ТЛ-метода предполагается датировать образцы в интервале от нескольких тысяч до 2 млн. лет с точностью 20—30% [20]. Мешает достоверной корреляции частое «омоложение» возраста осадков, определенных радиоуглеродным методом, а также сложность интерпретации возраста отложений, установленного различными методами «абсолютного» да-

тирования.

Уже с появлением первых радиоуглеродных датировок по эпохе позднего плейстоцена появились некоторые несоответствия между возрастом отложений, установленным общими геологическими методами (положения в разрезе и рельефе, ископаемым остаткам, скорости осадконакопления и т. д.), и по радиоуглероду. По мере увеличения количества датировок возрастало и число таких «несоответствий». Так, у части геологов вызывают определенные сомнения возраст хвалынской трансгрессии Каспия, установленный по карбонатам раковин моллюсков [13]. Резкое несоответствие (на порядок) с геолого-палеонтологической оценкой возраста осадков имеют радиоуглеродные даты песков большереченской свиты и синих глин монастырской свиты Верхнего Приобья, отнесенных В.А. Паныхевым и Л.В. Фирсовым [18, 19] к самому концу позднего плейстоцена. Перечень таких «несбивок» можно бы продолжить, но в этом нет необходимости.

Можно констатировать, что в настоящее время массовые, наиболее достоверные результаты, определенные методом радиоуглеродного анализа, получены для времени от нескольких сот лет до 30—40 тыс. лет, т. е. для конца плейстоцена — голоцена. Если же пытаться определять и коррелировать этим методом заведомо более древние отложения, то кроме дискредитации метода это ни к чему не приведет.

При дальних корреляциях с использованием методов ядерной хронологии более достоверные результаты следует ожидать при датировании отложений комплексом методов при условии их достоверной сопряженности. Если же строгого соответствия между результатами не отмечается, то корреляции целесообразнее проводить по одному из методов ядерной хронологии с большим числом датировок и результаты рассматривать не столько в абсолютном летоисчислении, сколько в относительном.

Если датировки различными методами ядерной хронологии имеют количественный характер, то временные рубежи по палеомагнитным данным определяются косвенно при сопоставлении палеомагнитных зон с мировой магнитохронологической шкалой. Известная неопределенность палеомагнитных зон и отсутствие у них индивидуальных характеристик на современном уровне развития палеомагнетизма делают весьма затруднительным как их сопоставление с магнитохронологической шкалой, так и корреляцию отложений и событий только по материалам палеомагнетизма и вызывают необходимость привлечения материалов других анализов.

При палеомагнитных исследованиях важнейшим репером является возрастной рубеж 0,7 млн. лет — граница последней инверсии магнитного поля Земли, а точнее граница палеомагнитных эпох Брюнес-Матуяма. Большое значение имеют, но менее «палеогеографически» выражены границы палеомагнитных зон Гаусс-Матуяма,

Гилберта-Гаусса, а также некоторые кратковременные инверсии (эпизоды, события) геомагнитного поля Земли. Большой интерес для корреляции плейстоценовых отложений представляет событие Чаган, впервые установленное в центре Русской равнины в днепровской морене и названное В.И. Трухиным Одинцово-Галич, а в дальнейшем детально изученное по ленточным глинам разреза Чаган в Горном Алтае, по имени которого здесь и названо [26].

Даже из краткого обзора методов и критериев дальней корреляции отложений и событий плейстоцена очевидна невозможность использования в диапазоне всего периода одного какого-либо метода или приема и необходимость комплексного подхода к проблеме. Собственно использование нескольких методов при корреляции новейших отложений всегда приветствовалось исследователями и никогда не отрицалось. Активно пропагандируется и применяется комплексный (сопряженный) анализ в работах палеогеографов МГУ. Название «сопряженный анализ» предложено Л.В. Зориным и К.К. Марковым [10] и подразумевает широкое применение при изучении новейших отложений и палеогеографии плейстоцена множества параллельных и сравнимых методов исследований, что обеспечивает взаимный контроль одних методов другими, оценку и сопоставимость их результатов.

Анализ включает многие частные методы исследований, литологические, палеонтологические, геоморфологические, абсолютной геохронологии, палеомагнетизма и т. п. При этом информация поступает по двум направлениям: накапливаются данные по стратиграфии и хронологии отложений и событий плейстоцена конкретных регионов, и суммируется материал для сопоставления регионов между собой. Большой арсенал методов позволяет осуществлять взаимный контроль полученных данных. Исследования по одним направлениям дополняются материалами других, а в случае неблагоприятной обстановки для извлечения информации тем или иным методом целый ряд других показателей восполняет пробел. При оценке достоверности корреляции в сопряженном анализе важно то обстоятельство, что данные выявленные одними методами обуславливаются одними и теми же природными условиями (теплолюбивая флора и фауна), другие же методы (ядерный, палеомагнитный) позволяют получать независимые характеристики.

Простое увеличение количества применяемых методов для корреляции разрезов и событий плейстоцена не всегда приводит к однозначным результатам при решении спорных вопросов. Иногда при интерпретации материала затруднения возникают именно в связи с разнообразием и различной степенью разработанности применяемых методов, что приводит к увеличению противоречий. В этом случае предпочтение должно быть отдано материалам одного из наиболее разработанного и достоверного в данной ситуации метода. Следует подчеркнуть, что при стратификации и корреляции отложе-

ний до настоящего времени лучшим критерием по-прежнему остаются геолого-геоморфологическая ситуация и положение отложений в разрезе. Именно положение геологических толщ в конкретном и сводном разрезах и приуроченность их к определенным формам рельефа являются основным препятствием для «волевых» определений возраста отложений и их сопоставления с осадками других районов.

Сопряженный анализ не уравнивает значение и возможности каждого из методов, но предполагает на каком-либо уровне, либо этапе исследований наличие одного, либо нескольких основных методов, составляющих основу корреляции. При этом группа ведущих показателей не является постоянной для каждой эпохи, а второстепенные критерии для одного временного интервала могут быть ведущими для другого. Так, при сопоставлении событий плиоцена решающее значение наряду с палеомагнитным и калий-аргоновым методами имеет биостратиграфический анализ, для плейстоцена велика роль климатостратиграфии, а для конца плейстоцена — голоцена — радиоуглеродного метода.

В процессе корреляции отложений и событий плейстоцена различными методами поступает массовая количественная информация, обработка которой часто нуждается в применении статистических методов. В связи с вероятностной, а не функциональной зависимостью между отдельными признаками палеогеографических характеристик, а также ввиду большого количества показателей, которое дает каждый частный вид анализа, при корреляции часто используются обобщенные показатели, отражающие наиболее общие особенности признака.

Комплексный подход к вопросам дальней корреляции предполагает, в первую очередь, анализ материалов изучения опорных разрезов новейших отложений отдельных страторайонов. В процессе изучения опорных разрезов поступает большой объем представительной информации, характеризующий палеогеографическую обстановку не только конкретного страторайона, но и более обширных регионов и материков.

При дальней корреляциях особенно следует обратить внимание на «неполноту геологической летописи». Анализ представительности наиболее полных разрезов новейших отложений показывает [22], что даже в них запечатлена существенно меньшая часть геологической истории, а большая утеряна в результате неоднократных и весьма длительных перерывов осадконакопления, часто сопровождаемых размывами. Необходимо также учитывать, что наибольшей представительностью обладают разрезы, характеризующие относительно короткие временные интервалы. Недоучет «полноты геологической летописи» в конкретных разрезах может привести к существенным ошибкам. Так, если не учитывать массу больших и мелких перерывов и размывов, имеющихся в разрезе Мамонтова Гора на

Алдане, то можно сделать вывод о непрерывной стратиграфической последовательности разреза, чего на самом деле не отмечается [22].

Относительная продолжительность новейшего периода Земли, недостаточная степень разработанности «абсолютных» методов хронологии четвертичных отложений, частая неопределенность био-стратиграфических, литологических, геоморфологических и других критериев дальней корреляции не позволяют проводить дробные стратиграфические и палеогеографические сопоставления по всему объему новейшего периода. В этой ситуации дальней корреляции палеогеографических событий желательно делать методом «временных срезов». Временной диапазон среза и его продолжительность определяются полнотой имеющейся геологической и палеогеографической информации, состоянием и разработанностью основного метода корреляции. Так, например, если сравнительный анализ осуществляется на основе климатостратиграфического критерия, то «возрастной объем» среза будет значительным, и, наоборот, использование палеомагнитной основы при дальней корреляции существенно сокращает «объем» среза. Причем целесообразнее в качестве основных палеогеографических событий при корреляциях анализировать такие крупные изменения природных компонентов, как оледенения и межледниковья, морские трансгрессии и регрессии, развитие групп организмов, крупная цикличность осадконакопления, выработка региональных геоморфологических уровней.

Изложенное позволяет наметить некоторые критерии, необходимые при дальней корреляциях новейших отложений и событий плейстоцена: 1) использование комплекса методов при сопряженном анализе данных корреляции; 2) наличие на каждом геохронологическом рубеже ведущего метода либо группы методов; 3) обязательное привлечение данных абсолютной хронологии, палеомагнетизма и положения коррелируемых толщ в разрезе; 4) в качестве основных объектов корреляции использование материалов изучения опорных разрезов новейших отложений; 5) анализ по «временным срезам» наиболее ярких палеогеографических событий и осадков широкого регионального распространения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев М. Н.* Антропоген Восточной Азии. М., 1979.
2. *Боярская Т. Д., Малаева Е. М.* Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М., 1967.
3. *Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С.* Некоторые итоги изучения антропогенной фауны млекопитающих Западной Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965.
4. *Веклич М. Ф.* Стратиграфия «лессовой» формации Украины и соседних стран, Киев, 1968.
5. *Величко А. А., Морозова Т. Д.* Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины.— В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972.

6. *Воскресенский С. С.* Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР.— В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., 1968.
7. *Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д., Коренева Е. В. и др.* Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М., 1968.
8. *Гричук М. П., Гричук В. П.* О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., 1960.
9. *Громов В. И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— «Тр. Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 17, вып. 64.
10. *Зорин Л. В., Марков К. К.* Изучение опорных разрезов четвертичных отложений.— «Сов. геология», 1967, № 1.
11. *Зубаков В. А.* Введение к III тому «Геохронология СССР». Л., 1974.
12. *Зудин А. Н.* Попытка межрегиональной корреляции плейстоцена Приобского плато.— «Мат-лы конфер. молодых ученых ИГ СО АН СССР». Новосибирск, 1967.
13. *Каплин П. А., Леонтьев О. К. и др.* К вопросу о времени хвалынских трансгрессий Каспия.— ДАН СССР, 1972, т. 206, № 8.
14. *Каплин П. А., Свиточ А. А., Судакова Н. Г.* Периодизация и хронология плейстоцена на территории СССР.— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр.», 1975, № 3.
15. *Краснов И. И.* Теория палеоклиматической ритмичности и ее значение как основы стратиграфии и картирования четвертичных отложений. Автореф. канд. диссерт. Л., 1969.
16. *Лазуков Г. И.* Четвертичная фауна млекопитающих и ее стратиграфическое и палеонтологическое значение.— В кн.: Четвертичный период, т. II. М., 1965.
17. *Марков К. К.* Проблемы развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене).— Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, вып. 19.
18. *Панычев В. А.* Стратиграфическое положение и радиоуглеродный возраст «синих» глин в бассейне Верхней Оби.— В кн.: Радиоуглерод. Вильнюс, 1971.
19. *Панычев В. А.* Новые данные о возрасте большебереченской свиты Обь-Чумышской впадины на основании радиоуглеродных датировок.— «Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода», 1973, вып. 40.
20. Руководство по изучению новейших отложений. М., 1976.
21. *Саммет Э. Ю.* Основные критерии подразделения голоцена.— В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970.
22. *Свиточ А. А.* К вопросу о неполноте геологической летописи.— «Бюл. МОИП, отд. геолог.», 1974, т. XIX, № 3.
23. *Свиточ А. А.* Корреляция отложений и событий позднего плейстоцена Чукотки, Западной Сибири и Аляски.— ДАН СССР, 1977, т. 232, № 5.
24. *Спиридонов А. И.* Основные черты морфоструктуры Русской равнины.— «Землеведение», 1974, № X.
25. *Суздальский О. В.* Спорные вопросы корреляции разрезов антропогена Арктики.— В кн.: Корреляция новейших отложений севера Евразии. Л., 1970.
26. *Фаустов С. С., Куликов О. А., Свиточ А. А.* Новые данные изучения разреза Чаган (Горный Алтай).— В кн.: Проблемы синхронизации новейших отложений севера Евразии. Л., 1971.
27. *Шер А. В.* Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего северо-востока СССР и Северной Америки. М., 1975.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОБЕРЕЖИЙ РОССИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (ИСТОРИЯ И ТИПИЗАЦИЯ СОБЫТИЙ)

Каплин П.А., Свиточ А.А.

Морские побережья России имеют протяженность более 60 тыс. км и омываются водами 14 морей. Они располагаются в разных географических зонах, имеют различное геологическое строение и палеогеографическую историю (рисунок). Их объединяет лишь одно - граничное положение с самой энергоактивной и динамичной прибрежной зоной океана, непрерывно воздействующего на смежно расположенную сушу. В плейстоцене влияние морей на соседнюю сушу было разным: на побережьях Каспийского, Печорского и Карского морей во время трансгрессий морские воды заливали обширные участки суши, проникая вглубь материка на сотни километров, в то время как гористые побережья Охотского и Японского морей затапливались незначительно, здесь активно происходило абразионное разрушение берегов.

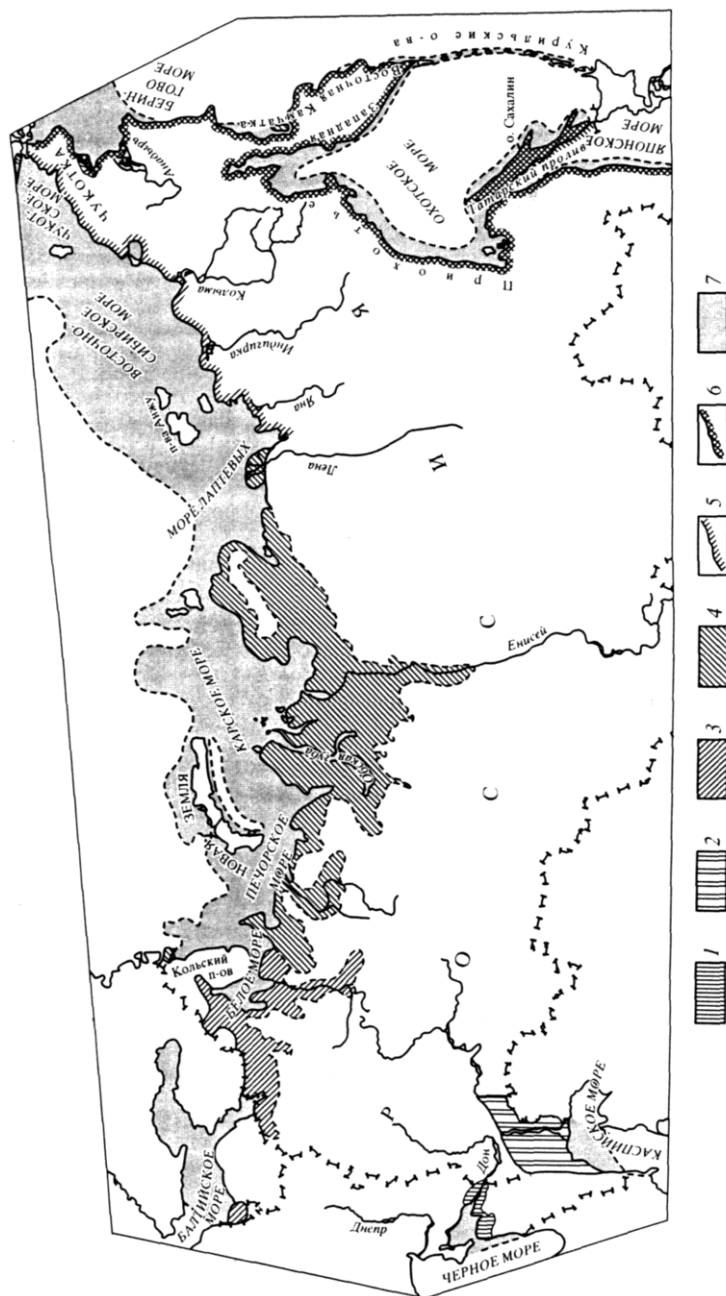
История развития российских побережий изучена фрагментарно, либо имеет узко специализированный характер. Обобщающие работы, за исключением малотиражных монографий П.А. Каплина, А.О. Селиванова [2] и А.А. Свиточа [4], отсутствуют.

История развития побережий

Моря, омывающие российские побережья, относятся к Атлантическому, Северному Ледовитому и Тихому океанам.

Плейстоцен побережий южных морей России и Северной Атлантики. *Побережье Каспийского моря.* Российское побережье Каспия включает берега Дагестана и Северного Прикаспия, его северная часть и смежные с ним мелководья Северного Каспия находятся на юге Прикаспийской синеклизы Русской платформы - территории устойчивого и длительного прогибания, солянокупольной тектоники и развития мощной толщи покровных позднелицен-четвертичных образований. Дагестанское побережье находится в зоне Терско-Кумского краевого прогиба, выполненного толщей палеоген-неогеновых моласс. Приморская часть Дагестана по глубинному разлому, выраженному в рельефе крутым предгорным уступом, граничит с горными сооружениями Большого Кавказа. Столь же различен и рельеф Северного Прикаспия и Дагестана.

Северный Прикаспий - это обширная плоская низменная аккумулятивная морская равнина, сложенная с поверхности чехлом древнекаспийских осадков. В центральной части равнина прорезана широкой террасированной долиной р. Волги. Большую часть Прикаспийской низменности занимает совершенно плоская низне



Т Типизация морских побережий России по особенностям палеогеографического развития. Тип – побережья южных морей. Подтипы: 1 – черноморский; 2 – каспийский; 3 – балтийско-беломорский; 4 – пещерско-карский; 5 – восточно-арктический; 6 – тип побережий дальневосточных морей; 7 – участки осушавшегося шельфа

хвалынская морская равнина, слабо понижающаяся от уступа Ерегеней и Общего Сырта к югу с отметок от +50 до –28 м абсолютной высоты. Вдоль берега Каспия протягивается полоса самой молодой и наименее переработанной новокаспийской равнины, совершенно плоской, мелкобугристой, сложенной серыми песками и супесями с обилием раковинного материала.

В плейстоценовой истории Каспия и его побережий достоверно выделяются три крупные трансгрессивные эпохи: бакинская, раннехазарская и хвалынская, разделенные глубокими и продолжительными регрессиями. Бакинская трансгрессия – самая продолжительная, соленость и температура ее вод были выше, чем в современном Каспии. На Кавказском побережье климат был умеренно-аридным, с господством сухих степей и существованием лиственнично-широколиственных лесов в речных дельтах. В Северном Прикаспии климат был более прохладным и влажным, в растительном покрове доминировали елово-сосновые леса.

Раннехазарское море не уступало по высоте и размерам бакинскому. В Северном Прикаспии бассейн был мелководным, хорошо аэрируемым, в Дагестане – приглубым и динамичным, с активной волновой переработкой берегов. На морских побережьях существовали открытые ландшафты со степной и полупустынной растительностью, в речных долинах отмечались лесные группировки.

Хвалынская трансгрессия произошла в самом конце позднего плейстоцена, кроме узкой полосы берега, она завершила формирование рельефа каспийских побережий. В это время в Северном Прикаспии широкое распространение получили сухие степи с маково-полевой растительностью.

Уровень моря в плейстоценовых трансгрессивных бассейнах достигал отметок 40-50 м абс. высоты и регулировался сбросом каспийских вод по Манычу в Черное море. Близкими были и площади трансгрессивных морей. На дагестанском побережье бакинская и раннехазарская трансгрессии по масштабам превосходили хвалынскую, а в Северном Прикаспии несколько уступали ей. Отмечающиеся в истории Каспия урунджикская, позднехазарская и новокаспийская трансгрессии отражают положительные подвижки уровня моря, но уже более низкого таксономического ранга. Все они располагаются внутри крупных регрессивных эпох и, как правило, приходятся на теплые климатические периоды: сингильский, микулинско-карангатский и голоценового оптимума.

Побережье Черного и Азовского морей. Кавказское побережье Черного моря узкое, террасированное, активно абрадируемое морем, относится к южной зоне альпийского орогена Большого Кавказа. Берега Таманского полуострова, изрезанные заливами и лиманами, представляют погруженные антиклинальные структуры

Кавказа.

Северное побережье Азовского моря – это морская аккумулятивная, слабо террасированная, наклонная к морю равнина, находящаяся в пределах Азово-Кубанской впадины. В отличие от Каспийского региона, площади распространения осадков морского плейстоцена на берегах Черного моря невелики, и лишь по долинам рек и депрессиям рельефа морские отложения проникают вглубь территории.

В плейстоценовой истории Черного моря прослеживается ряд бассейнов, заметно отличающихся друг от друга по гидрологическим и фаунистическим характеристикам: чаудинский, древнеэвксинский, узунларский, карангатский, новоэвксинский и черноморский.

Чаудинский бассейн – наиболее продолжительный, состоящий из ряда стадий – гурийской, ранне- и позднечаудинской и бакинской. Это был обширный солоновато-водный водоем с соленостью, близкой каспийской, либо во время максимума ее превышавшую. В начале чауды климат побережий был теплым, а в середине и самом конце, совпадавшем с раннеплейстоценовыми оледенениями Восточно-Европейской равнины, – холодным. Древнеэвксинское море также было солоновато-водным, глубоко ингрессировавшим вглубь территории по речным долинам, климат побережий был переменным – от теплого в начале трансгрессии до прохладного в ее конце.

Узунларское море, без перерыва сменившее древнеэвксинское, имело связь со Средиземным морем, а соленость – близкую современной черноморской. Самым крупным тепловодным и соленым был карангатский бассейн. На побережье Кавказа им образованы две террасы, впоследствии деформированные. На побережье преобладали степные и лесостепные ландшафты. В новоэвксинское время уровень моря упал на 90—110 м, и образовалось опресненное озеро. Климат был холодным, и на осушенном шельфе располагались перигляциальные ландшафты. В голоцене произошло потепление климата, возобновилась связь со Средиземным морем, оформился современный облик побережий. Возникновение и существование черноморских бассейнов определялось множеством причин, главными из которых были: наличие связи и характер водного обмена со Средиземным и Каспийским морями и соотношение основных составляющих водного баланса (приток пресных вод и испарение).

Трансгрессивные бассейны мало различались по площади и высоте подъема уровня, в целом близкого к современному положению, либо ниже на 10-20 м. Максимум уровня целиком определялся положением вод Средиземного моря и, по-видимому, не превышал +6...+8 м абс. высоты. Основные различия трансгрессивных

бассейнов заключались в изменении солёности, определявшей характер и состав заселявшей их фауны. Трансгрессивные водоемы были разделены регрессивными эпохами, несомненно менее длительными, но с более значительными колебаниями уровня – падением от десятков до сотен метров. Сами регрессии были связаны с прекращением связи со смежными водоемами и превращением регрессирующих бассейнов в бессточные пресноводные, либо в сильно опресненные озера-лиманы.

Побережья Балтийского моря располагаются в пределах окраины Русской платформы. Рельеф разных участков побережий значительно различается, что связано с их структурными особенностями. Побережье Финского залива, приходящееся на ось древнего тектонического прогиба, низменное, аккумулятивное, слабо наклонное к морю. Вдоль залива протягивается низкая морская терраса литоринового моря, шириной от нескольких сотен метров до десяти километров и более плоская, либо слабо волнистая, заболоченная, ограниченная абразионным уступом и пляжем с системой береговых валов, частично перевеянных в дюны.

В рельефе Калининградского побережья выделяются три участка: платообразный Самбийский полуостров и примкнувшие к нему с запада и востока прикорневые участки Вислинской и Куршской кос, отчленяющих от моря обширные заливы-лагуны.

Для морского плейстоцена Балтийского моря и его побережий характерны следующие черты:

- в отличие от других морских бассейнов России, развитие Балтийского моря в плейстоцене как морского водоема было прерывистым – морские эпохи сменялись длительными континентальными перерывами, балтийская котловина заполнялась льдами покровного ледника, либо представляла собой пресные приледниковые водоемы с отсутствием сообщения с океаном. Следовательно, между морскими бассейнами не было преемственной связи, и вся их фауна и флора имеет миграционный характер;

- достоверно выделяются морские бассейны и осадки мгинской (земской) и голоценовой трансгрессии, вероятно присутствие отложений гольштейнского моря.

В хронологической последовательности они «разорваны» длительными эпохами господства холодных климатических эпох, условий континентального осадконакопления, существования покровных ледников и ландшафтов ледяных пустынь, либо сухохолодных перигляциальных. В развитии балтийских бассейнов и их берегов велика роль скандинавского ледникового покрова, выжившаяся в образовании ледяных плотин и активном проявлении положительных и отрицательных гляциоэвстатических движений. При этом под нагрузкой ледника Балтийская котловина значительно опускалась и создавались условия, когда в нее в определенные

периоды могли проникать холодные воды океана, т.е. наступление трансгрессивных эпох происходило раньше, еще во время дегляциации ледника, либо было более продолжительным за счет опускания ложа под наступающим ледником.

Плейстоцен арктических побережий. Арктические побережья России омываются водами семи морей Северного Ледовитого океана. Все они располагаются на материковой отмели и имеют небольшие глубины. Рельеф побережий разнообразный, с преобладанием низменных участков, сложенных многолетнемерзлыми породами. Общая протяженность береговой линии превышает 22,5 тыс. км. По типу рельефа, геологическому строению, площади распространения морских плейстоценовых отложений и истории развития арктические побережья существенно различаются и в крупных чертах группируются в западно-арктический и восточно-арктический секторы.

Побережья Белого и Баренцева морей. Белое море представляет полузамкнутый, субполярный, глубоко проникающий в Евроазиатский материк бассейн с изрезанной береговой линией, мелководный, с пониженной соленостью вод. Это окраинный шельфовый водоем, расположенный на восточном склоне Балтийского кристаллического щита. Структурное положение бассейна определило существенные различия в строении побережий, для которых характерны как многочисленные заливы, губы и острова с выходом стойких к абразии древних кристаллических пород, обработанных ледником, так и низкие аккумулятивные берега с широкой осушкой.

Российское побережье Баренцева моря приходится на север Кольского полуострова – северо-восточную часть Балтийского кристаллического щита, глубоко метаморфизованные породы которого разбиты разломами на поднятые и опущенные блоки, контролирующие общую конфигурацию побережья и образующие в его рельефе глубокие фиорды, разработанные ледниковой эрозией.

Главные природные события плейстоцена беломорско-баренцевоморских побережий – это чередование оледенений и морских трансгрессий в разной временной последовательности. Нестационарным режимом Кольского и Скандинавского ледников были обусловлены высокая активность и, главное – разнонаправленность новейших тектонических движений побережий. Установлено, что погружение Кольского полуострова во время последнего оледенения могло достигать 400–450 м. По мере деградации ледника отмечались неодинаковые по времени и месту поднятия, наиболее активные на юго-западе Кольского полуострова. На эпохи опущенного гляциоизостатического положения побережий во время начала эвстатического поднятия уровня океана (конец московского и осташковского оледенений) приходится время накопления

осадков «холодных» трансгрессий, обусловленных проникновением по депрессиям рельефа арктических вод. Эти отложения, наряду с осадками межледниковых трансгрессий, образуют в разрезе морского плейстоцена побережий Белого и Баренцева морей наблюдаемое ныне возрастное и генетическое разнообразие слоев морских осадков – от опресненных ледниково-морских образований до приглубых фаций нормально соленых вод Северной Атлантики.

С отмеченной особенностью географического положения связана и наиболее общая характерная черта плейстоцена беломорско-баренцевоморских побережий – высокая динамичность и контрастность природного процесса, определяющая быструю смену ландшафтного облика от полярной пустыни с ледниками до фиордовых берегов, затопленных водами Северной Атлантики, и присутствие среди малакофауны лузитанских видов моллюсков.

Побережья Печорского моря. Печорским морем называется юго-восточная – самая мелководная часть Баренцева моря. Вдоль его морского побережья располагается открытая к морю северная часть Печорской низменности, к западу и востоку от р. Печоры носящая названия Малоземельской и Большеземельской тундр. В структурном отношении – это северная окраина Русской плиты, распространяющаяся в пределы шельфа Печорского моря. На юге Печорской низменности распространены слабо волнистые водоразделы с ледниковыми и водно-ледниковыми формами рельефа, с обширными болотными массивами, террасированные речные долины, в которых насчитывается до 5 террас. В приморской части территории широко развиты морские, аллювиально- и озерно-морские образования, слагающие плоские террасы.

Судя по господству среди морских четвертичных отложений суглинков с разнообразным грубообломочным материалом и местонахождениями арктической фауны, большую часть плейстоцена Печорское море было ледовитым. Низменный характер прибрежной равнины свидетельствует о длительных опусканиях территории, неоднократно заполнявшейся трансгрессивными водами арктического океана.

В новейшее время отмечались: холодная колвинская трансгрессия с редколесьями и тундровой растительностью на побережьях; продолжительная падимейская трансгрессия, совпадавшая с холодной (окской) и теплой (лихвинской) эпохами, и столь же продолжительная роговская трансгрессия; в позднем плейстоцене отмечаются теплые бореальная (мореюская) и беломорская трансгрессии. В холодные эпохи периодически проникавшие на прибрежную равнину материковые ледники имели выход в море. Бурением на побережье установлены глубокие переуглубленные долины, выполненные морскими и речными отложениями, указывающие на существование в плейстоцене двух эпох глубокого вре-

зания речной сети – предплиоценового и позднплейстоценового.

Побережья Карского моря (север Западной Сибири). Карское море представляет арктический бассейн, в основном находящийся на материковой отмели с глубинами до 200 м. Крупные реки поставляют ежегодно в море около 1580 км³ пресной воды, понижая соленость в устьях с 30-33 до 3-10‰. Шельф и побережье Карского моря находятся в области земной коры континентального типа. Для рельефа побережий характерно постепенное снижение абсолютных отметок с 200 м на юге до уровня моря на севере и высокая изрезанность береговой линии побережий. Также отмечаются разновысотные морские уровни числом до пяти.

Площади, занятые осадками мелководных эпиконтинентальных плейстоценовых бассейнов, – крупнейшие на российских побережьях. Среди морских толщ с разной степенью достоверности выделяются отложения полуйской (усть-соленинской, болгохотской), казымской (обской, туруханской), санчуговской (салемальской), казанцевской, каргинской, позднеледниковой (дорюсской) и голоценовых трансгрессий. Трансгрессии Карского моря совпадали как с холодными эпохами, когда отмечалось широкое распространение ледниковых покровов, так и с эпохами теплого климата – временем существования на побережьях таежных ландшафтов и массового обитания в море бореальной и аркто-бореальной фауны и микрофауны. Возникавшие природные ситуации приводили к большому разнообразию трудно реконструируемых фациально-генетических и палеоэкологических обстановок, особенно сложно распознаваемых для холодных эпох – времени совместного существования трансгрессий и ледниковых покровов. По-видимому, столь же разнообразны были и причины, вызывавшие морские трансгрессии, связанные как с эвнатическими повышениями уровня океана, так и с большим влиянием гляциоизостазии.

Побережья Восточно-Арктических морей омываются водами холодных бассейнов, по своим климатическим и гидрологическим характеристикам относящимся к суровым высокоарктическим бассейнам. Все они мелководные и располагаются на материковой отмели эпимезозойской плиты, либо гипербореической платформы. На протяженном арктическом побережье располагаются различные типы берегов. Наибольшее распространение имеют термоабразионные быстро разрушаемые берега, сложенные рыхлыми льдистыми породами. Рельеф морского происхождения присутствует лишь в узкой прибрежной зоне. Развитие приморских районов в основном происходило в условиях господства континентальных процессов. Влияние морских трансгрессий, за исключением Чукотки и арктических островов, на развитие побережий было небольшим и даже в максимумы трансгрессий охватывало неширокую полосу берега. Напротив, во время регрессий и осушки обширных площа-

дей шельфа восточно-сибирских морей влияние субэкральных процессов распространялось далеко на север, практически охватывая всю площадь осушенных мелководий.

В позднем плиоцене на восточно-арктических побережьях существовала континентальная обстановка, происходило врезание рек, заходивших далеко в пределы шельфа, в ландшафтах побережья широкое распространение получили сосново-березовые леса с примесью ольхи, лиственницы и ели. В самом конце плиоцена (эоплейстоцене) – раннем плейстоцене отмечается трансгрессия полярного океана, по-видимому, максимальная для восточно-сибирских побережий. В это время здесь существовали лесотундровые ландшафты и началось образование многолетней мерзлоты.

Следующая трансгрессия (крестовская, анджу-1) установлена лишь в середине среднего плейстоцена и охватила только северное побережье Чукотки и Новосибирские острова. На приморских низменностях в это время существовали тундровые ландшафты, а в горах Чукотки – горно-долинные ледники. Большая часть побережий в раннем-среднем плейстоцене находится в сфере экзогенного развития. На приморских равнинах в условиях сурового арктического климата, глубокого промерзания грунтов и отсутствия ледников активно формируется мощная полигенетичная толща едомных отложений, свидетельствующих о широком распространении низменных озерно-болотных, тундровых и лесотундровых ландшафтов.

В начале позднего плейстоцена северное побережье Чукотки, частично арктические острова и, возможно, приморские районы Приморской низменности заливаются водами бореальной трансгрессии. Для ландшафтов побережий того времени были характерны тундры с участками лесной растительности (береза, сосна, ольха), не встречающейся здесь в настоящее время. В конце плейстоцена отмечается глубокая регрессия океана, во время которой уровень воды упал на 100 м и более и образовался огромный массив суши. Восточная его часть, возникшая на осушенных шельфах Восточно-Сибирского и Чукотского морей и смежной с юга материковой области Чукотки, образует Берингийский массив. Обширные участки осушенного шельфа океана существовали и в другие регрессивные эпохи плейстоцена, однако их история мало известна, в то же время палеогеография берингийской суши достаточно хорошо изучена [3, 5-8]. Климатические условия Берингии, омываемой на севере водами высокоарктического бассейна, были достаточно разнообразны. Здесь существовали ландшафты: низменной арктической тундры, тундро-степей, горной тундры, горной и ледяной пустынь.

С началом последней новой трансгрессии началось разрушение Берингии, произошедшее крайне быстро, в течение 10-12 тыс. лет. Максимальные скорости затопления имели место 16.5-14.5

тыс. лет назад, когда под водой оказались порядка 235 тыс. км² (или 40% площади поверхности осушенного шельфа). Исчезновение Большой Берингии, начавшееся с конца позднего плейстоцена, практически закончилось к началу голоцена и, несомненно, представляет собой геологическую и геоэкологическую катастрофу, во время которой большая часть суши была затоплена морем: неузнаваемо изменились ландшафты, исчезли растительные и животные группировки. На побережье трансгрессия охватила лишь узкую полосу берега, образовав вдоль него протяженные системы аккумулятивных и абразионных форм. Обусловленная потеплением климата и воздействием моря активно происходила термоабразия льдонасыщенных берегов.

В целом природный процесс плейстоцена побережий арктических морей характеризовался рядом особенностей, из них в первую очередь следует отметить: наличие трансгрессий в холодные эпохи; широкое распространение формаций диамиктоновых пород; развитие разных типов оледенения и различия палеогеографической истории западных и восточных секторов арктических побережий.

Плейстоцен побережий дальневосточных морей. Российские побережья Дальнего Востока омываются морями северо-западной Пацифики. Большая меридиональная протяженность побережий определяет их приуроченность к разным климатическим и структурным зонам. Основные тектонические структуры Дальнего Востока располагаются в пределах высоко сейсмичного Тихоокеанского подвижного пояса Земли и созданы мезозойско-кайнозойским орогенезом.

Побережья Берингова моря. Берингово море – самый северный бассейн Пацифики с суровым климатом, длительным ледовым режимом и мощным волновым воздействием на берега Чукотки и Восточной Камчатки. На его побережье широкое распространение имеет абразионно-денудационный рельеф с высокими обвально-осыпными клифами, приуроченными к местам выхода стойких к абразии вулканогенных пород. Наряду с господствующим абразионным типом берега разнообразны и аккумулятивные формы, обусловленные мощным вдольбереговым перемещением наносов (косы: Руддера, Русская Кошка, Оссора, Карага и др.). На гористых Чукотском и Корякском побережьях, испытавших четвертичные горно-долинные оледенения, развиты фиордовые берега. На приморских равнинах Чукотки, сложенных многолетнемерзлыми льдистыми грунтами, большое распространение получили термоабразионные берега.

Для побережий Восточной Камчатки характерен лопастной тип берегов и открытые бухты, приуроченные к депрессиям рельефа. Основные этапы развития берингийского побережья Чукотки связаны с трансгрессивно-регрессивной ритмикой Берингова моря.

Для Восточной Камчатки, кроме этих факторов, большое значение имели оледенения прибрежных хребтов, вулканическая деятельность и высокая тектоническая активность береговых структур, обусловившая существование высоко поднятых (до 1000 м) морских террас.

Наиболее древними трансгрессиями были ольховская на Камчатке и пинакульская – на Чукотке. В это время был открыт Берингов пролив, через который в Берингово море из Арктики проникали арктические воды и фауна. На побережьях существовали кустарничковые тундры. В конце раннего плейстоцена уровень Берингова моря был низким и между Чукоткой и Аляской существовал сухопутный мост, по которому происходил обмен наземной фауной и флорой. Основное палеогеографическое событие среднего плейстоцена – это длительное похолодание, горно-долинное оледенение и Крестовская (оссорская) трансгрессия. В ее максимум воды заливали все низменные участки берегов, а по долинам рек проникали вглубь материка. На побережьях в это время господствовали ландшафты мохово-травянисто-кустарничковой тундры. В первой половине позднего плейстоцена отмечается теплая валькатленская (аттамарская) трансгрессия, а на побережьях широкое развитие получают кустарниковая и лесотундровая растительность.

Конец позднего плейстоцена – эпоха последнего низкого стояния моря и существования сухопутной связи между Чукоткой и Аляской. В послеледниковое время происходит голоценовая трансгрессия с максимумом около 6-7 тыс. лет назад, когда была сформирована низкая 5–7-метровая терраса, в периоды 7–9 и 1.8–2.5 тыс. лет назад отмечается активизация вулканов Восточной Камчатки.

Побережья Охотского моря. Охотское море представляет обширный водоем, находящийся в области муссонного климата северных и умеренных широт, в зоне перехода геологических материковых структур к океаническому ложу Северо-Западной Пацифики. Берега Охотского моря включают побережья Западной Камчатки, материкового Приохотья, Восточного Сахалина и Курильских островов. Вдоль побережья Западной Камчатки протягивается приморская низменность, сложенная преимущественно наземноводными образованиями. К востоку низменность постепенно повышается, переходя в холмистую равнину. Одной из характерных особенностей побережья являются лагуны, узкими полосами вытянутые вдоль побережья и отчлененные от акватории Охотского моря крупными барами.

Приохотское побережье имеет низкогорный рельеф и отличается значительной изрезанностью береговой линии, что находится в прямой зависимости от геологической структуры материка. Его береговая линия проходит вкрест простирания основных

структур прибрежной территории. Глубоко вдающиеся в сушу ингрессионные морские заливы приурочены к открытым в сторону моря впадинам, а разделяющие их полуострова представлены горными массивами из стойких к размыву пород. На побережье отсутствуют высокие плейстоценовые террасы, здесь отмечаются лишь низкие аккумулятивные уровни, приуроченные к кутовым участкам бухт.

На Охотском побережье Сахалина северо-восточный берег – аккумулятивный, сложенный рыхлыми кайнозойскими отложениями; юго-восточный берег – абразионно-денудационный из вулканогенных пород. Для севера характерны лагунные берега. В береговой полосе отмечаются низкие террасы.

Курильские острова представляют собой вершины двух подводных вулканических хребтов Курильской островной гряды, обращенных выпуклой стороной к Тихому океану. На островах широко развиты многочисленные разноуровневые морские террасы, прослеживаемые до высоты более 500 м. Наиболее выдержанные морские поверхности устанавливаются на отметках около 90–100, 45–60, 20–30 и 2–5 м.

Побережья Охотского моря различны по палеогеографической истории. Прибрежная низменность Западной Камчатки на протяжении всего плейстоцена испытывала воздействие поднимающегося Срединного хребта и опускания впадины Охотского моря. В некоторые периоды плейстоценовой истории воды морских трансгрессий могли затоплять узкую часть прибрежной равнины. С разной степенью достоверности можно предполагать несколько эпох высокого стояния уровня моря, близкого к настоящему, либо несколько ниже. В плейстоцене Западной Камчатки определяются две эпохи крупных похолоданий: максимальная по длительности в среднем плейстоцене и наиболее суровая – в конце позднего плейстоцена, когда на побережье господствовали открытые тундровые ландшафты, а грунты были скованы мерзлотой.

Специфика развития побережий Приохотья в плейстоцене определяется климатическими изменениями, соседством с бурным и холодным Охотским морем и низко-среднегорным характером рельефа береговой зоны. В регионе установлены следы шести периодов похолодания климата, по два в каждой эпохе плейстоцена, когда в горах возникали ледники. При этом отмечается, что несмотря на общее нарастание суровости климата и уменьшение количества осадков, размах позднеплейстоценового оледенения гор был наибольшим. Выходя на приморскую равнину, ледники сливались и приобретали полупокровный характер. В эпоху высокого стояния моря ледники, возможно, были выводными. На побережье достоверно установлены только голоценовые и позднеплейстоценовые морские отложения. В фациальном отношении это преиму-

щественно грубо-терригенные образования прибрежно-динамических условий накопления, реже – более тонкие, с присутствием гальки ледового разноса.

Отсутствие морских форм рельефа и морских отложений на Охотском побережье обусловлено длительным кайнозойским тектоническим погружением дна Охотского моря, а вместе с ним по «континентальной флекуре» шельфа и побережья.

Курильские острова созданы активной вулканической деятельностью и поднятиями подводных хребтов островных дуг. В новейшую геологическую историю выделяются два крупных этапа развития островов: позднеплиоцен-раннеплейстоценовый [1] и средне-позднеплейстоценовый. Первый характеризуется общим опусканием, в результате которого островная суша сохранилась только на островах Парамушир, Онекотан и, вероятно, Кунашир. Происходит растрескивание земной коры и обширные излияния базальтовых и андезитово-базальтовых лав. Высота сохранившейся суши не превышала 400-500 м, что и предопределило, несмотря на отмечаемые похолодания климата, отсутствие ледников [1].

Во второй (основной) этап в результате тектонических поднятий и вулканических излияний образуется горный рельеф островов, по периферии террасированных системой многочисленных морских уровней. Происходят обширные излияния лав, возникают стратовулканы. Для конца этапа (поздний плейстоцен-голоцен) характерно формирование пирокластических вулканов. В новейшую эпоху по осадкам островной суши выделяются несколько трансгрессий Охотского моря: кунаширская (поздний плиоцен), головкинская (ранний-средний плейстоцен), две (?) позднеплейстоценовые и голоценовая.

На Сахалине на границе плиоцена и плейстоцена отмечается сахалинская фаза складчатости, сформировавшая современный структурный план острова и основные черты его рельефа. С этого времени Сахалин развивается как крупный блок островной суши среди бореальных вод западной Пацифики. Отмечавшийся в конце плиоцена – раннем плейстоцене морской бассейн был последним крупным водоемом, существенно проникавшим в пределы островной суши. В среднем плейстоцене на охотоморском побережье Сахалина отмечаются следы одной трансгрессии, совпадающей с теплым влажным климатом и существованием темнохвойных и мелколиственных лесов. В позднем плейстоцене на побережье дважды проникали трансгрессивные воды Охотского моря (время теплых климатических эпох), оформившие аккумулятивный покров низких террас, разделенные холодными эпохами, когда на побережьях широкое распространение получали лесотундры и березово-лиственничные редколесья.

В целом различия хода природных процессов на разных охотоморских берегах во многом определяются их тектоническим ре-

жимом. Так, лестница морских уровней на Курильских островах, очевидно, обусловлена активными восходящими движениями, а отсутствие древних террас на берегах Западной Камчатки связано с их длительным опусканием. Для палеогеографической истории побережий Охотского моря также, несомненно, велика роль гидрологических факторов бассейна, особенно температурных, определяемых климатом и распределением течений во времени и пространстве.

Побережья Японского моря. Японское море – полузамкнутый бассейн Западной Пацифики, сообщающийся проливами Невельского и Лаперуза с Охотским морем, расположенный в зоне муссонного климата с разрушительными циклонами и тайфунами. Из российских побережий Японское море омывает берега Приморья и Западного Сахалина. На юге Приморья берега имеют рiasовое происхождение, в районе залива Петра Великого тектонические структуры подходят к берегу под углом, определяя сильную изрезанность береговой линии, с глубокими заливами и бухтами. Древние береговые формы на побережье Приморья выражены слабо. Большинство исследователей выделяют только одна-две голоценовые береговые линии, приуроченные к отметкам от 3 до 10 м. Побережье Западного Сахалина слабо расчленено и совпадает с общим направлением геолого-геоморфологических структур. Широко развиты абразионные берега, приуроченные к выходам стойких к абразии пород, с дефицитом наносов. В отличие от побережья Приморья, на узких участках приморской Западно-Сахалинской равнины хорошо прослеживаются разновысотные и относительно выдержанные по простиранию морские уровни, впервые отмеченные еще в начале XX в. Д.В. Соколовым, Н.И. Тихоновичем и П.И. Полевым. Выделяется разное количество террас – от 2-3 до 5-6, высотой от 2-3 до 100-120 м.

В эоплейстоцене и плейстоцене воды Японского моря не проникали вглубь побережий Приморья. Во время трансгрессий они затапливали устья переуглубленных долин, выработанных в регрессивные эпохи. Климат неоднократно изменялся от теплого, когда на побережьях распространялись широколиственные леса, до холодного с развитием темнохвойной тайги. В самом конце позднего плейстоцена уровень моря упал ниже 100–120 м, а на побережьях широкое развитие получили лесотундра и редколесья. На Западном Сахалине в эоплейстоцене возникают хребты Западно-Сахалинских гор, климат был умеренно теплым, существовали широколиственные леса и высокий уровень моря.

В конце раннего и среднего плейстоцена климат был холодным, и широкое распространение получили мелколиственная и кустарниковая растительность. В начале среднего и дважды в позднем плейстоцене отмечались морские трансгрессии, совпадав-

шие с теплым климатом и распространением сосново-широколиственных лесов на побережьях. Относительные колебания уровня Японского моря играли решающую роль в положении Сахалина как острова, либо обширного полуострова. Во время регрессий северная мелководная часть Татарского пролива неоднократно осушалась, и значительную часть плейстоцена Сахалин представлял далеко выступающий в море гористый полуостров.

На япономорских побережьях можно отметить присутствие весьма достоверных следов 3-4 плейстоценовых трансгрессий, совпадавших с теплыми климатическими эпохами и характерными (лесными) ландшафтами на побережьях.

Можно заключить – побережья и подводная окраина дальневосточных морей России располагаются в разных географических зонах и имеют сложное геологическое строение, предопределившее особенности палеогеографического развития этого обширного региона, в первую очередь – разнообразный ход природного процесса в плейстоцене и эволюции ландшафтов побережий. По особенностям развития среди побережий выделяются три крупных типа: островной, материковый и промежуточный. Для островного типа, находящегося в пределах Камчатско-Курильской островной дуги, характерны интенсивные новейшие поднятия кайнозойских структур островов и полуостровов, отражающих активные горизонтальные перемещения литосферных плит с образованием серии высоко поднятых террас.

Для материкового типа (Приморье и Охотоморье) в плейстоцене в целом характерны медленные погружения побережья и прилегающего шельфа. Это тот тип побережий, плейстоценовая история которого хорошо прослеживается по отложениям и формам рельефа шельфа. Преобладание опусканий здесь связано с активным формированием впадин Японского и Охотского морей. К переходному этапу развития относятся области с более разнообразной и дифференцированной палеогеографической историей. Часть из них, такие как Западная Камчатка и Корякское побережье, ближе к материковому типу, другие (Сахалин) – близки островному типу развития.

Основные факторы, определяющие формирование современной береговой зоны

Развитие береговой зоны российских побережий прежде всего обусловлено колебаниями уровня Мирового океана. Все материалы подтверждают известный вывод об определяющей роли гляциоэвстатического фактора в изменениях уровня морей России в плейстоцене. Однако тектонические и изостатические деформации, а также изменения формы поверхности геоида (геоидальная изостазия), связанные с деформациями гравитационного поля Земли, имели большое значение для изменений относительного уровня

моря на том или ином побережье и приводили к формированию как высоко поднятых, так и глубоко погруженных древних берегов.

Изостатический фактор наиболее ярко проявлялся в западном секторе Арктики, где зафиксированы поднятия на Кольском полуострове, а гляциоизостатические опускания земной коры – в северных районах Западной Сибири. Тектоническим деформациям подвержены побережья дальневосточных морей: Восточная Камчатка и Курильские острова интенсивно поднимаются, а побережья Охотского и Японского морей испытывают длительное погружение вместе с дном этих бассейнов.

Во время гляциоэвстатических трансгрессий формировались береговые формы, связанные с межледниковыми эпохами раннего, среднего (350-300 тыс. и 230-200 тыс. лет назад) и позднего плейстоцена (150-80 тыс. лет назад). Средний уровень океана в периоды его максимального гляциоэвстатического повышения в плейстоцене не превышал современный более чем на 15 м в среднем плейстоцене, на 7 м – в начале позднего плейстоцена и на 1–2 м – в середине голоцена. В середине позднего плейстоцена во время вюрмского теплого стадиала уровень океана был на 30-40 м ниже современного [2].

В периоды межледниковых гляциоэвстатических регрессий уровень океана опускался на 100-130 м, и береговые формы возникали на внешней части шельфа. Наиболее наглядным подтверждением преобладания гляциоэвстатического механизма изменений уровня океана в новейшем геологическом прошлом является быстрый подъем его уровня, соответствующий по темпам распаду последнего материкового оледенения. В целом в плейстоцене преобладали два относительно устойчивых состояния уровня океана, а также климатической и гидрологической систем: «ледниковое» и «межледниковое». В сравнительно короткие переходные периоды между ними уровень океана менялся со скоростью до 20-25 мм/год, а на некоторых берегах из-за воздействия изостатических и тектонических факторов – еще быстрее.

В «межледниковых» условиях, сходных с современными, значимость гляциоэвстатического фактора в вековых изменениях уровня океана существенно меньше, чем в переходный период, а сами изменения не превышают по скорости 1-2 мм/год. В то же время интенсивнее проявляются факторы, определяющие региональные и локальные различия в изменениях уровня моря (тектонические, геоидальные).

В современных условиях колебания уровня моря не являются непосредственным фактором создания берегового рельефа. Современная береговая зона формируется в результате воздействия на край суши волнения, приливов и течений. При этом большую роль во взаимодействии морских волн с сушей играют уклоны подвод-

ного берегового склона и количество обломочного материала, подвергающегося волновому перемещению. Однако в историко-геологическом плане колебания уровня моря и вертикальные тектонические движения приобретают первостепенное значение. Сложное соотношение этих факторов служит фоном для процессов, происходящих в береговой зоне, и определяет их интенсивность.

Изучение палеогеографических аналогов и данные непосредственных наблюдений позволяют сделать вывод о том, что берега России будут крайне чувствительны к возможному подъему уровня океана в XXI в. даже на несколько десятков сантиметров. Основными процессами, которые могут принять катастрофический характер, будут: подтопление побережий, особенно в Арктике, Северном Прикаспии, разрушение барьерных и размыв береговых форм (Куршская коса, лагуны Азова, Чукотки и Сахалина), приливных осушек (Белое море), ускорение отступления уступов размыва, сложенных рыхлыми породами, затопление городов и поселков, гидротехнических и берегоукрепительных сооружений (Санкт-Петербург). В зоне риска могут оказаться до 40% берегов России. Наиболее чувствительными окажутся самые освоенные берега Азовского, Черного, Балтийского и Японского морей.

Типизация морских побережий по характеру палеогеографических событий

Среди побережий российских морей по особенностям плейстоценового развития бассейнов выделяются несколько типов (рисунки): побережья южных морей, побережья арктических морей и побережья дальневосточных морей.

Развитие первого типа определялось резкой трансгрессивно-регрессивной ритмикой бассейнов, располагавшихся в умеренной и субтропических зонах, обусловленной климато-гидрологическими факторами и периодичностью возникновения проливов, пониженной соленостью морей и относительной теплопроводностью бассейнов. Тип подразделяется на два подтипа: каспийский и черноморский. Каспийский подтип развития связан с особенностями истории Каспия – этого остаточного от плиоцена крупного водоема, максимальные размеры которого контролировались высотой Маныча, с резко амплитудными колебаниями уровня. Черноморский подтип – это полузакрытый водоем с резкими изменениями солености (от пресного озера до нормально соленого моря), развитие которого во многом определялось поступлением и сбросом воды по Босфору и Манычу.

Тип побережий арктических морей, Балтики, Белого и Берингова морей характеризуется наличием «теплых» и «холодных» трансгрессий, обусловленных гляциоэвстатическими и гляциоизостатическими причинами и широким распространением особого

вида осадков – диамиктона. Выделяются три подтипа: балтийско-беломорский (глубоко изолированные моря, сообщавшиеся с океаном посредством проливов; мелководные, периодически осушавшиеся и заполнявшиеся скандинавско-карельским ледником); печорско-карский (обширные теплые и холодные эпиконтинентальные бассейны, обусловленные как гляциоэвстатическими, так и гляциоизостатическими причинами) и восточно-арктический (незначительное распространение на суше, высоко арктический характер вод, мелководный, периодически осушавшийся шельф, отсутствие покровных оледенений и едомный тип осадков побережий).

Тип побережья дальневосточных морей – слабое распространение морей вглубь прибрежной зоны, отсутствие заметного влияния гляциоизостазии, высокая динамичность прибрежных вод. Побережья Дальнего Востока весьма разнообразны по характеру палеогеографического развития, однако эти различия часто обусловлены не столько особенностями бассейнов, сколько тектоникой (Западная и Восточная Камчатка) и вулканизмом (Курилы).

ЛИТЕРАТУРА

- Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1979. 438 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменение уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 298 с.
- Кожеевников Ю.П., Железнов-Чукотский Н.К. Берингия: история и эволюция. М.: Наука, 1995. 386 с.
- Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 361 с.
- Свиточ А.А., Талденкова Е.Е. Палеогеографический феномен и геологическая катастрофа (Берингия в конце позднего плейстоцена) // Вестн. МГУ. Сер. География. 1990. № 3. С. 27-33.
- Петров О.М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое. Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 28-39.
- Юрцев Б.А. Степные сообщества Чукотской тундры и проблема плейстоценовой «тундростепи» // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1976. С. 25-42.
- Hopkins D.M. The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic time // Internord, 1972, P. 46-67.

СПИСОК НАУЧНЫХ РАБОТ П.А. КАПЛИНА

1956

1. Ионин А.С., Каплин П.А. Особенности формирования морских террас // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. № 5. 1956

1957

2. Каплин П.А. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР //Труды океанограф. Комиссии АН СССР. Т.2. 1957

3. Буданов В.И., Владимиров А.Г., Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. //Современные вертикальные движения берегов Дальневосточных морей. ДАН СССР. Т. 116. № 6. 1957

4. Budanov V.O., Ionin A.S., Kaplin P.A., Medvedev V.S., Vladimirov A.T. Present day vertical movement of far eastern seacoasts of the USSR. Abstracts of Paper Ninth. Pacific Science Congress Thailand 1957

1958

5. Каплин П.А. Отступление ледников Новой Земли. //Природа. № 3. 1958

1959

6. Каплин П.А. Проблемы происхождения фиордов и фиордовые побережья СССР //Вопросы географии. № 46. 1959

7. Каплин П. А. Эволюция береговой линии фиордовых районов // Тр. океанограф. комис. Т.4. 1959

8. Сретенский Л.Н., Григораш З.К., Добровольский А.Д., Каплин П.А., Ионин А.С., Линден Н.А., Попов Г.И. (под ред. Саваренского Е.Ф.). Карта-схема районирования разрушительного действия цунами на Курило-Камчатском побережье и объяснительная записка к ней. М: Изд-во АН СССР. М. 1959

1960

9. Каплин П.А., Ионин А.С. Методика подводных геолого-геоморфологических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11. 1960

10. Ионин А.С., Каплин П.А. Влияние рельефа побережий на деформацию волн цунами (на примере Курило-Камчатского побережья).// Вестник МГУ. Сер. 5. География. №6. 1960

11. Болдырев В.Л., Каплин П.А. Польское побережье Балтийского моря и его значение в народном хозяйстве Польской Народной Республики //География и хозяйство. №6. 1960

12. Буданов В.И., Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Современные вертикальные движения берегов морей СССР // Морская геология. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. Сов. геологов. Проблема 10. М: Изд-во АН СССР. 1960

13. Попов Б.А., Ионин А.С., Каплин П.А. По поводу замеча-

ний Р.Я. Кнапса. об аналитическом исследовании процесса формирования морских террас // Бюлл. океанограф. Комиссии. № 5. 1960

14. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Исследования по геоморфологии побережий дальневосточных морей СССР //Материалы 2-го геоморф. совещания. М: Изв. АН СССР. 1960

15. Каплин П.А. Подводная геология // Техника молодёжи. №8. 1960

16. Ionin A.S., Kaplin P.A. Influence of coastal relief on deformation of tsunami based on the Kurile-Kamchatka coast. //Association oceanographie physique general Assembly at Helsinki. July – August. 1960. Abstracts of communications Goteborg. 1960

17. Kaplin P.A. The Fiord Coastline of the USSR //Abstract of Papers XIX International geographical congress. Norden. 1960

1961

18. Буданов В.И., Владимиров А.Т., Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. О признаках современных вертикальных движений берегов Дальневосточных морей. //Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т.1. 1961

19. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Некоторые результаты региональных исследований на побережьях морей Советского Союза. //Труды ин-та океанологии АН СССР. Т.48. 1961

20. Каплин П.А. Фиордовые побережья СССР // Сб. XIX Междунар. Географ. Конгресса в Стокгольме. М: Изд-во АН СССР. 1961

21. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Карта современных вертикальных движений берегов морей СССР и геолого-геоморфологические методы их изучения //Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М: Изд-во АН СССР. 1961

22.Каплин П.А. Водлазное исследование вершин подводных каньонов //Океанология, № 6. 1961

23. Каплин П.А. Геоморфология морских берегов // Сб. XIX Междунар. Географ. Конгресс. Стокгольм. М: Изд-во АН СССР. 1961

24. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Классификация типов берегов земного шара //Тр. океанограф. комиссии. Т.12. 1961

25. Каплин П.А. Фиорды земного шара.// Природа. № 6. 1961

26. Каплин П.А. Океанография и геоморфология берегов на XIX Междунар. географ. конгрессе //Океанология. № 2. 1961

27. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. О методах исследования береговой зоны морей в СССР //Океанология. № 1. 1961

28. Каплин П.А., Ионин А.С. Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами // Бюллетень совета по сейсмологии. № 9. 1961

29. Каплин П.А., Невесский Е.Н. К вопросу о высотах четвертичных морских террас Судакской бухты //Тр. океанограф. комиссии.

Т.8. 1961

30. Каплин П.А., Болдырев В.Л. Совместные польско-советские исследования на берегах Балтийского моря в 1958 г // Тр. океанограф. комиссии. Т.8. 1961

31. Budanov V.S., Ionin A.S., Kaplin P.A., Medvedev V.S., Vladimirov A.T. Present-day vertical movement of far coastern seacost of the USSR // Printed from the Proceedings of the North Pacific Sc. Congr., 1957. Vol.12. 1961

1962

32. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. //Изв. АН СССР. 1962

33. Каплин П.А., Ионин А.С. Результаты непосредственного изучения рельефа дна прибрежной зоны моря и некоторые задачи подводных геоморфологических исследований //Тр. океанограф. комиссии. Т. XIV. 1962

34. Ionin A.S., Kaplin P.A., Medvedev V.S. On the methods of determining the present-day tectonic mothements of the seacost.

35. Богданов К.Т., Каплин П.А. В подводном каньоне //Вокруг света. № 1. 1962

36. Ионин А.С., Каплин П.А. Первая подводная геолого-геоморфологическая экспедиция на Черном море. Советские экспедиции. Географгиз. 1962

1963

37. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Подводные геоморфологические исследования в СССР //Вестник МГУ. Сер геогр. № 3. 1963

38. Каплин П.А. Особенности динамики береговой зоны Курильских островов //Объединенная научная сессия, посвященная исследованиям Каспия, берегов океанов и морей. Изд-во Азерб. ССР. Баку. 1963

39. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Рецензия на книгу О.К.Леонтьева «Основы геоморфологии морских берегов» //Океанология. № 5. 1963

40. Kaplin P.A. Submarine investigations in the near-shore zone of the seas // Abstracts of Papers Vol.4 International Assotiation of Physical Oceanography. XIII general assembly Inter Union of geol and geothy. Berckly. California. 1963

41. Kaplin P.A. Diver studies of the heads of submarine canyons // Deep-sea Research. Vol.10. №6. 1963

42. Каплин П.А., Медведев В.С. Вслед за Диогеном. // Неделя 3-9 февраля 1963

43. Каплин П. Берега «живут», развиваются, изменяются // «Водный транспорт». № 29 (4539). 1963

44. Каплин П.А. «Подводная геология. М. Изд-во Знание. 1963

1964

45. Каплин П.А. Некоторые закономерности образования лагун // Океанология. № 2. 1964

46. Долотов Ю.С., Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Относительные колебания уровня моря и их влияния на развитие морских берегов // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Изд-во Наука. 1964

47. Каплин П.А., Ионин А.С. Формы мезорельефа подводного берегового склона по данным водолазных наблюдений // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Изд-во Наука. 1964

48. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и вопросы районирования // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Изд-во Наука. 1964

49. Зенкович В.П., Каплин П.А., Медведев В.С. Особенности развития прибрежной зоны островов и архипелагов // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Изд-во Наука. 1964

50. Каплин П.А. В водах Адриатического моря. // Библиотека спортсмена-подводника. М.: Изд-во ДОСААФ. Вып.7. 1964

51. Каплин П.А., Медведев В.С. Человек покоряет глубины // Библиотека спортсмена-подводника. М.: Изд-во ДОСААФ. Вып.8. 1964

1965

52. Зенкович В.П., Каплин П.А. Подводные геоморфологические исследования на Далматинском побережье // Изв. АН СССР. Сер. Географ. № 3. 1965

53. Каплин П.А., Медведев В.С. Некоторые зарубежные достижения в области подводных исследований // Развитие морских подводных исследований. М. 1965

54. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Подводные исследования прибрежных осадков шхерного района // Развитие морских подводных исследований. М. 1965

55. Зенкович В.П., Ионин А.С., Каплин П.А. Абразия как источник обломочного материала, поступающего в береговую зону // Тр. ин-та океанологии. Т. 76. 1965

1966

56. Каплин П.А. Отчёт о командировке в Англию, Голландию, Францию и Японию. М.: Изд-во ВИНТИ. 1966

57. Поровинов П.А., Бровко В.П., Каплин П.А. Исследование океана с применением новых подводных средств // Океанология. № 6. 1966

58. Hunkins K., Kaplin P.A. Chukchi sea The Encyclopedia of oceanography. Editor by R.W. Fairbridge. Reinhold Publisher Corporation N-Y. 1966

59. Каплин П.А. и др.: Карта новейшей тектоники СССР. Под

ред. Н.И. Николаева и С.С.Шульца.

60. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Карты типов берегов: СССР, Европы, Азии, Сев. Америки, Ю. Америки, Австралии, Африки, Антарктиды. // Физико-географический атлас мира. М. 1966

1967

61. Зенкевич В.П., Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Берега Тихого океана. М.: Изд-во Наука. 1967

1968

62. Каплин П.А., Невеский Е.Н., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Особенности строения и история развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей // Океанология. № 1. 1968

63. Боровиков П.А., Бровко В.П., Каплин П.А. Человек проникает в морские глубины // Земля и Вселенная. № 4. 1968

1969

64. Каплин П.А., Степанов В.А. Лаборатория под водой // Военные знания. 31. 1969

1970

65. Каплин П.А. Донные отложения фиордов // Современные проблемы освоения севера СССР. М.: Изд-во МГУ. 1970

1971

66. Исследования новейших отложений и палеогеографии плейстоцена на географическом факультете МГУ // Вестник МГУ. Сер. Геогр. № 4. 1971

67. Каплин П.А., Гракова И.В., Парунин О.Б., Федоров Е.В., Шлюков А.И.. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР (индекс МГУ-ИОАН). // Вестник. МГУ. Сер. Геогр. № 4. 1971

68. Ионин А.С., Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Особенности формирования рельефа и современных осадков в прибрежной зоне дальневосточных морей СССР. Ред. П.А.Каплин. М.: Изд-во Наука 1971

69. Каплин П.А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей (на примере Чукотского моря) // Новые исследования береговых процессов. М.: Изд-во Наука. 1971

70. Каплин П.А., Никифоров Л.Г., Шадрин И.Ф. Различия в динамике аккумулятивных берегов океана и внутренних морей // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Изд-во Наука. 1971

71. Каплин П.А., Никифоров Л.Г., Шадрин И.Ф. Значение поперечного перемещения наносов в образовании береговых форм. // Комплексные исследования природы океана. Изд-во МГУ. Вып. 2. 1971

72. Каплин П.А., Парунин О.Б., Свиточ А.А., Фаустов С.С., Шлюков А.И. Некоторые результаты изучения и корреляции плейстоценовых отложений с привлечением палеомагнитных данных и радиоуглеродных датировок // Хронология ледникового века. Л. 1971

73. Каплин П.А. О Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ // Проблемы периодизации плейстоцена. Л. 1971

74. Гракова И.В., Каплин П.А., Парунин О.Б., Федоров Е.В., Шлюков А.И. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории географического факультета МГУ, института океанологии АН СССР (индекс МГУ-ИОАН) // Проблемы периодизации плейстоцена. Л. 1971

75. Боярская Т.Д., Каплин П.А., Парунин О.Б., Свиточ А.А., Фаустов С.С., Шлюков А.И. Абсолютные датировки и палеомагнитные исследования Мамонтовой горы (Восточная Якутия) // Проблемы периодизации плейстоцена. Л. 1971

76. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Парунин О.Б., Рычагов Г.И. Абсолютный возраст позднеплейстоценовых отложений Каспийского моря по данным радиоуглеродного метода // Проблемы периодизации плейстоцена. Л. 1971

1972

77. Современные методы геохронологии новейших отложений // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ. Сб.3. 1972

78. Каплин П.А., Парунин О.Б., Шлюков А.И., Гракова И.В., Хаит В.З., Федоров Е.В. Радиоуглеродные датировки лаборатории Географического факультета МГУ и института океанологии АН СССР // Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. периода. № 39. 1972

79. Каплин П.А., Свиточ А.А. Изучение опорных разрезов методами абсолютной геохронологии // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М. 1972

80. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г. Некоторые геоморфологические особенности атоллов архипелагов Эллис, Феникс и Гилберта // Вестник МГУ. Сер. геогр. № 6. 1972

81. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Парунин О.Б., Рычагов Г.И., Свиточ А.А. К вопросу о времени хвалыньских трансгрессий Каспия (по данным радиоуглеродного анализа раковин моллюсков) // Докл. АН СССР. Т. 206. № 6. 1972

1973

82. Каплин П.А., Парунин О.Б., Свиточ А.А., Фаустов С.С., Шлюков А.И. Некоторые результаты изучения плейстоценовых отложений методами ядерной хронологии и палеомагнетизма // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ. Сб. 4. 1973

83. Каплин П.А., Марков К.К., Суетова И.А. Значение работ В.Г.Богорова и Л.А. Зенкевича для развития географии океана // Океанология. Вып. 1.1973

84. Каплин П.А., Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Парунин О.Б., Шлюков А.И. Морские террасы Нижнеанадырской низменности и их возраст (по данным радиоуглеродного анализа) // Берингийская суша и её значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое. Тезисы докл. всесоюзн симпозиума. Хабаровск. 1973

85. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ. 1973

86. Марков К.К., Каплин П.А., Свиточ А.А., Борисов П.М. Палеогеографические исследования как естественно-историческая основа долгосрочного географического прогноза // Теория и методы прогноза изменений географической среды. Иркутск. 1973

87. Каплин П.А., Парунин О.Б., Шлюков А.И., Гракова И.В., Хаит В.З., Тимашкова Т.А. Радиоуглеродные датировки Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного. периода. № 40. 1973

88. География атоллов юго-западной части Тихого океана. Отв. редакторы П.А.Каплин, В.С. Медведев. М.: Изд-во Наука. 1973

89. Каплин П.А., Никифоров Л.Г. О наступлениях и отступлениях океана. // Природа. № 11. 1973

90. Геологический словарь. Т. 1, 2. М.: Изд-во Наука. 1973 Каплин П.А. автор 45 терминов.

1974

91. Ильичев В.А., Каплин П.А., Шелкопляс В.Н., Шлюков А.И. Список термолюминисцентных датировок абсолютного возраста // Вестник МГУ. Сер. Геогр. № 4. 1974

92. Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова В.И. Строение и абсолютный возраст новейших отложений Валькарайской низменности (Северная Чукотка) // Докл. АН СССР. Т.216. № 5. 1974

93. Марков К.К., Каплин П.А., Свиточ А.А. Задачи палеогеографических исследований в целях долгосрочного географического прогнозирования // Вестник МГУ. Сер. Геогр. № 6. 1974

1975

94. Каплин П.А., Свиточ А.А., Судакова Н.Г. Периодизация и хронология плейстоцена на территории СССР // Вестник МГУ. Сер. Геогр. . № 3. 1975

95. 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 // Сб. Проблемы геологии шельфа. Ред. Е.Н. Невесский. М.: Изд-во Наука. 1975

96. Каплин П.А. Четвертичная история шельфов // География и геоморфология шельфа. Тез. докл. Всесоюз. совещ. XII пленума геоморф. комиссии. Владивосток. 1975

97. Каплин П.А., Курсалова В.И., Соколова Н.С., Шлюков А.И. Этапы верхнеплейстоцен-голоценового развития верхней части шельфа и прибрежной зоны среднего приморья // География и геоморфология шельфа. Тез. докл. Всесоюз. совещ. XII пленума геоморф. комиссии. Владивосток. 1975

98. Горбаренко С.А., Каплин П.А. Изучение в географических целях соотношения изотопов кислорода в природе // Изв. АН СССР Сер. геогр. №4. 1975

99. Каплин П.А. Террасы океанических островов тропической зоны // Островные шельфы тропической зоны океана. Ин-т. океанологии АН СССР. 1975

100. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Орлов А.И. Береговые формы острова Эфат // Островные шельфы тропической зоны океана. Ин-т. океанологии АН СССР 1975

101. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Типы берегов. Карты №№36-37 // Атлас океанов. Тихий океан. Главное управление навигации и океанографии. 1975

1976

102. Каплин П.А. Первая отечественная книга о подводных каньонах // Геоморфология. №1. 1976

103. Каплин П.А., Тимофеев Д.А. Совещание по географии и геоморфологии шельфа // Геоморфология. №1. 1976

104. Введенская А.И., Каплин П.А., Кривулин К.П., Курсалова В.И., Шлюков А.И. Геоморфологическое строение и развитие бухт центральной части Приморья (Японское море) // Океанология. №1. 1976

105. Каплин П.А. Обобщающая книга по геологии континентальных окраин (рецензия) // Океанология. № 5. 1976

106. Каплин П.А., Судакова Н.Г. Палеогеография плейстоцена и роль новейших отложений в её изучении // Руководство по изучению новейших отложений. М.: Изд-во МГУ. 1976

107. Каплин П.А., Свиточ А.А. Геоморфологические методы изучения новейших отложений // Руководство по изучению новейших отложений. М.: Изд-во МГУ. 1976

108. Каплин А.А. Значение методов абсолютной геохронологии для палеогеографического анализа // Руководство по изучению новейших отложений. М.: Изд-во МГУ. 1976

109. Каплин П.А. Сопряженный метод изучения опорных разрезов новейших отложений // Руководство по изучению новейших отложений. М.: Изд-во МГУ. 1976

110. Каплин П.А., Невеский Е.Н. Вопросы развития и седиментогенеза шельфовой зоны // Океанология. №2. 1976

111. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Орлов А.И. Геоморфология острова Эфате (Ново-Гибридные о-ва) // Геоморфология. №2. 1976

112. Каплин П.А. Последледниковая история развития совре-

менного шельфа морей и океанов // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ. 1976

113. Каплин П.А. Итоги изучения опорных разрезов сопряженным методом // Проблемы общей физической географии и палеографии. М.: Изд-во МГУ. 1976

114. Каплин П.А. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определения абсолютного возраста древних береговых линий // Проблемы палеогеографии. М.: Изд-во Наука. 1976

115. Каплин П.А. Основные этапы развития береговой зоны в голоцене // XXII Междунар. геогр. конгресс. Симпозиум «Динамика морских берегов». Тбилиси. Изд-во Мецнереба. 1976

116. Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Абрамова Т.А. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. Вып.5. 1976

117. Внучков В.А., Каплин П.А., Шлюков А.И. Древние береговые линии на шельфе Японского моря // ДАН СССР. Т. 228. № 4. 1976

118. Марков К.К., Каплин П.А., Свиточ А.А. Палеогеографический сопряженный анализ // Географические исследования в Московском университете. М.: Изд-во МГУ. 1976

119. Бондарев Л.Г., Каплин П.А., Свиточ А.А. Использование палеогеографических материалов для долгосрочного географического прогноза // Географические исследования в Московском университете. М.: Изд-во МГУ. 1976

120. Каплин П.А., Невеский Е.Н. Перспектива изучения истории развития шельфа // Шельфы: природа и ресурсы. (Материалы совещания). Л. 1976

1977

121. Каплин П.А. Проблема происхождения шельфа // Геоморфология. №1. 1977

122. Каплин П.А., Никифоров Л.Т., Соловьева Г.Д. Климатическая зональность морских берегов // I Съезд советских океанологов. Тезисы докладов. Вып. III Геология морей и океанов. М.: Наука 1977

123. Каплин П.А. Происхождение и развитие рельефа шельфа // I Съезд советских океанологов. Тезисы докладов. Вып. III Геология морей и океанов. М.: Наука 1977

124. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Парунин О.Б., Свиточ А.А., Шлюков А.И. Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования) // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей. М.: Изд-во Наука. 1977

125. Каплин П.А. Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей. М.: Изд-во Наука. 1977

126. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Свиточ А.А. Новые данные о плейстоценовой истории Каспийского моря // Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван. Изд-во АН Армянской ССР. 1977

127. Kaplin P.A., Badyukov D.O., Lukyanova S.A. Old Shorelines of the Far Eastern and the Arctic coasts of the USSR // Abstracts JNQUA Congress Birmingham. 1977

128. Каплин П.А. Проблемы изучения берегов Грузии. М.: Изд-во Всесоюз. Географ. Общества. Т.109. Вып.3. 1977

129. Марков К.К., Каплин П.А., Свиточ А.А. Сопряженный метод палеографических реконструкций плейстоцена // Палеографические основы рационального использования природных ресурсов. Киев. Наукова думка. Т.1. 1977

130. Воронов А.Г., Игнатьев Г.М., Каплин А.П. Рейс «Каллисто» на острова Тихого океана // Вестник МГУ. Серия геогр. № 5.1977

131. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Карта типов берегов. С. 36-37 // Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. Мин. обороны СССР. Военно-морской флот. 1977

1978

132. Каплин П.А. Международное сотрудничество по изучению изменений уровня моря за последние 15 тыс. лет // Океанология. №3. 1978

133. Каплин П.А. Структурно-геоморфологическое направление в изучении морских берегов (Рецензия. на кн. Л.Г. Никифорова «Морфоструктурный анализ морских побережий»). Изд-во МГУ. 1977 // Геоморфология. №4. 1978.

134. Каплин П.А. Международная встреча исследователей плейстоцена // Вестник МГУ. Сер. геогр. № 5. 1978

135. Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д. Происхождение и история океана. М.: Изд-во Мысль. 1978

136. Badyukov D.D., Kaplin P.A. Sea-level fluctuation on the coasts of the USSR during the last 15 000 years // International symposium on coastal evolution in the Quaternary. Special Publ. №3 San Paulu – Brasil. 1978

137. Каплин П.А. Шельф – своеобразная морфоструктура планетарного развития // Теоретические и методологические основы комплексного изучения и освоения шельфов. III симпозиум. Тезисы докладов. Л. 1978

138. Каплин П.А. Развитие шельфовой зоны в плейстоцене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука. 1978

139. Каплин П.А., Курсалова В.И., Соколова Н.С., Шлюков А.А. Позднеплейстоценовые и голоценовые этапы развития шельфа и побережья Приморья // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука. 1978.

1979

140. Каплин П.А. Геоморфология и возраст островов Тихого океана // XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет «С» и «Д». М. 1979

141. Пейн К., Баденков Ю.П., Каплин П.А. Геоморфология о. Багаман // Вестник МГУ. Сер. геогр. №3. 1979

142. Бадюков Д.Д., Каплин П.А. Изменения уровня на побережьях дальневосточных и арктических морей СССР за последние 15000 лет. // Океанология. Т. XIX. Вып. 4. 1979

143. Каплин П.А., Никифоров Л.Г., Шадрин И.Ф. Еще раз к вопросу о вдольбереговом перемещении наносов на открытых океанических берегах // Геоморфология. № 4. 1979

144. Badyukov D.D., Kaplin P.A. Sea-level fluctuation on the coasts of the USSR during the last 15 000 years. Proceedings of the 1978 // International symposium on coastal evolution in the Quaternary. San Paulo – Brasil 1979

145. Каплин П.А., Свиточ А.А. Проблема дальней корреляции событий плейстоцена // Вестник МГУ. Сер. геогр. №.6. 1979

1980

146. Kaplin P.A. Principal stages in shore zone development during the Holocene. // «Sea - level», Information of IGSP, Pr. 61 № 3. 1980

147. Каплин П.А. Палеография и геоморфология океанских и морских побережий // Морская геоморфология. Терминологический справочник. М.: Мысль. 1980

148. Зорин Л.В., Каплин П.А. Методология сопряженно-комплексных индикационных исследований голоцена // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука 1980

149. Каплин П.А., Свиточ А.А. Сопряженный анализ ледниковых отложений // Полевые и лабораторные методы исследований ледниковых отложений. Тез. докл. межвед. совещания. Таллин. 1980.

150. Каплин П.А. Геоморфология океанических островов // Геоморфология. №2. 1980

151. Воронов А.Г., Каплин П.А., Мамаев О.И. Географические проблемы на XIV Тихоокеанском научном конгрессе. // Вестник МГУ. Сер. геогр. №4. 1980

152. Каплин П.А., Леонтьев О.К. Происхождение и геологическая история Мирового океана // Физическая география Мирового океана. Л. Наука. 1980

153. Каплин П.А., Леонтьев О.К. Дно и берега океана. Физическая география Мирового океана». Л. Наука. 1980

154. Воронов А.Г., Каплин П.А., Таргульян В.О. Ландшафты островов Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геогр.. № 3. 1980

155. Stepanov V.P., Kaplin P.A. Holocene sea level fluctuations of the sea based upon archtological data at Soviet Primorie. Intern // Geogr

Union, commiss. Coastal Environment CCCSE. Proceed of the CCC Field symposium Coastal Archaeology Session 1980. Ed.M.L Schwartz Western Washington Univer Bellingham Bureau for Faulty Research. 1980

1981

156. Kaplin P.A. Level changes in the Far Eastern Seas of the USSR in Late Pleistocene and Holocene // Abstr. IGCP – UNESCO Symposium on Holocene. Sea – Level Changes. Columbia, USA. 1981

157. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г. Геоморфология острова Лорд-Хау // Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука. 1981

158. Kaplin P. A. Relief, age and types of oceanic island. New Zealand Geographer. 37. 1981

1982

159. Каплин П.А. Моря Советской Арктики // Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. М.: Наука. 1982

160. Kaplin P.A. Sea level changes in the Far Eastern Seas of the USSR in the Pleistocene and Holocene. // Holocene Sea Level Fluctuations, Magnitude and Causes Univ. of South Carolina. Columbia. 1982

161. Каплин П.А. Древние береговые линии Дальнего Востока СССР // XI Конгресс ИНКВА. Тезисы докл. М.: Т. II. 1982

162. Каплин П.А. Плейстоценовые изменения береговой линии дальневосточных морей // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ. М. 1982

163. Каплин П.А., Бадюков Д.Д., Селиванов А.О. Изучение береговых линий последних 15 тыс. лет // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ. 1982

164. Каплин П.А. Проблемы изучения колебаний уровня океана в послеледниковое время // Колебания уровня морей и океанов за последние 15000 лет. М.: Изд-во Наука. 1982

165. Каплин П.А. Основные этапы развития береговой зоны в голоцене // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ. 1982

166. Каплин П.А., Кривулин К.П., Свиточ А.А. Основные черты развития побережья Дальнего Востока в плейстоцене // Географические исследования четвертич. периода. М.: Изд-во МГУ. 1982

167. Каплин П.А., Кривулин К.П. Опыт составления карты геоморфологического районирования побережья и шельфа дальневосточных морей по степени воздействия цунами // Совещание по проблеме цунами. Новосибирск. 1982

168. Pain C.F., Badenkov Y.P., Kaplin P.A. Bagaman island, a skeleton island in the Louisiade archipelago, Papua New Guinea // Pacific Geology. №16. Tokyo Japan. 1982

169. Kaplin P.A. Flandrian transgression // The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments. Ed. M. Schwartz, Hutchinson Ross Publishing Comp., Pennsylvania. 1982

170. Kaplin P.A. Shore terrace. (там же).
171. Kaplin P.A. Lagoonal and lagoonal Coasts. (там же).
- 1983
172. Каплин П.А. Рецензия на книгу Ю.С.Долотова, Р.Б. Жаромскаса, В.И. Кирлиса «Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений» (М.: Наука. 1982. 184 с.) // Океанология. Вып. 4. 1983
- 1984
173. Каплин П.А. Международные исследования изменения уровня океана // Океанология. Т. XXIV. Вып. 4. 1984
174. Букин В.М., Каплин П.А., Кривулин К.П., Залужный Г.И., Поротов А.В. Геоморфологическое объединение гидродинамических расчетов параметров распределения цунами на шельфе и побережье Дальневосточных морей // Совещание по цунами. Горький. 1984
175. Kaplin P.A., Sherbakov F.A. Reconsntruction of environment on the shelf during the late Quaternary // Abst. International Simposium on Late Quaternery Sea-level changes and Coastal Evolution. Mar del Plata Argentina. 1984
- 1985
176. Kaplin P. Pacific USSR. Ed. E.C.Bird and M.L.Schwartz. // «The Worlds Coastline» Van Nostrand Reinhold cjmpdny. N.York 1985
177. Каплин П.А., Никифоров Л.Г. Защита берегов от размыва. // Природа. №1. 1985
178. Капица П.А., Каплин П.А., Красовская Т.М., Свиточ А.А. Идеи академика К.К. Маркова в географии. // Вестник МГУ. Сер. геогр. №3. 1985
179. Алексеев М.Н., Каплин П.А., Спиридонов М.А. Географическое картирование шельфов, стратиграфические и палеогеографические аспекты // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука 1985
180. Каплин П.А., Кривулин К.П., Поротов А.В., Залужный Г.И. К методике геоморфологических и ландшафтных исследований прибрежных зон с целью получения данных для вычисления коэффициента шероховатости поверхности наката цунами // Состояния исследований и разработок по созданию единой автоматизированной системы цунами. Обнинск. 1985
181. Каплин П.А., Орлов А.И. Особенности островов // География Мирового океана. Том «Северный Ледовитый и Южный океаны». Л. Наука 1985
182. Каплин П.А. Особенности берегов. //География Мирового океана. Том «Северный Ледовитый и Южный океаны». Л. Наука 1985
183. Капица А.П., Каплин П.А., Сальников С.С. Заключение к 6-ти томной монографии «География Мирового океана» // География Мирового океана. Том «Северный Ледовитый и Южный океаны». Л.

Наука 1985

184. Каплин П.А., Селиванов А.О. Хронология плейстоценовых террас // Тезисы докл. Всесоюз. конф. «Геохронология четвертичного периода». Таллин. 1985

185. Каплин П.А. Четвертичные береговые линии // XI конгресс ИНКВА. Итоги и перспективы. М.: Наука. 1985

1986

186. Kaplin P.A., Shcherbakov F.A. Reconstruction of Shelf Environments during the Late Quaternary. *Journal of Coastal Research. Special issue*. №1. 1986

187. Каплин П.А. Типы изменения уровня океана // Геоморфология. № 3. 1986

188. Kaplin P.A., Shcherbakov F.A. Reconstruction of environment on the shelf during the late // Quaternary Of South America and Antarctic Peninsula. Vol.3. 1986

189. Kaplin P.A., Pizzoli P., Pavlides J., Badenkov Y. Sea-level and environment changes in shelf areas of the Western Indian ocean // *Journal of Coastal Research* Vol.2 №3 1986

190. Баденков Д.Д., Демиденко Е.Л., Каплин П.А., Николаев С.Д. Геоморфология и позднечетвертичная история развития Сейшельской и Амиратской банок (Индийский океан) // *Океанология*. Вып.2. 1986

191. Каплин П.А., Щербakov Ф.А. Реконструкция палеографических обстановок на шельфе в позднечетвертичное время // *Океанология*. №: 2.

192. Pavlides J., Badenkov Y., Kaplin P., Medvedev V., Pizzoli P. Ocean Indien. Variations des niveaux marins. *Geochronique*. №19. 1986

1987

193. Каплин П.А., Судакова Н.Г. Палеогеография плейстоцена и роль новейших отложений в ее изучении // *Руководство по изучению новейших отложений*. 2-е издание. М.: Изд-во МГУ. 1987

194. Каплин П.А., Свиточ А.А. Сопряженный метод изучения и корреляции опорных разрезов новейших отложений // *Руководство по изучению новейших отложений*. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ. 1987

195. Каплин П.А. Проблемы изучения колебаний уровня океана // *Теоретические и методические проблемы палеогеографии*. М.: Изд-во МГУ. 1987

196. Каплин П.А. «Парниковый эффект» и поднятие уровня моря». // *Изв. АН СССР Сер. геогр.* №2. 1987

197. Каплин П.А., Селиванов А.О. Хронология морских террас четвертичного возраста // *Новые данные по геохронологии четвертичного периода*. М.: Наука. 1987

198. Каплин П.А. Геоморфология и четвертичные отложения побережья Аргентины // *Геоморфология*. №2. 1987

199. Kaplin P.A. Paleogeography of shelves during the last glacia-

tion. // XII International Congress JNQUA-87. 1987

200. Каплин П.А. Рецензия на книгу Берда «Изменения береговых линий (глобальный обзор)» // Океанология. Т. XXVII. Вып. 4. 1987

201. Каплин П.А. Современное развитие береговой зоны Мирового океана // III съезд Советских океанологов. Секция геология, геофизика, берега, методы исследования. Л. Гидрометеиздат. 1987

1988

202. Kaplin P.A. Shoreline evolution during twentieth century. // Joint oceanographic assembly Mexico. 1988

203. Алешинская З.В., Глушанкова Н.И., Каплин П.А., Николаев С.Д., Свиточ А.А., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Итоги палеогеографических исследований // Вестник МГУ. Серия геогр. № 5. 1988

204. Biryukov V.Y., Faustova M.A., Kaplin P.A., Pavlidis E.A., Romanova E.A., Velichko A.A. The Paleogeography of Arctic Shelf and Coastal Zone of the Eurasia at the time of last glaciations (18000 yr. BP). // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. № 68. 1988

205. Kaplin P.A., Pirazzoli P.A. A geomorphological Reconnaissance of Coetivy Atoll (Seychelles, Indian ocean)/ Atoll Research Bulletin. № 319. 1988

1989

206. Badyukov D.D., Demidenko E.L., Kaplin P.A. Paleogeography of the Seychelles Bank and the Northwest Madagascar shelf during the last glacio-Eustatic Regression (18000 BP). Chin oceanol. Limnol. Vol.7. №1. 1989

207. Каплин П.А. Береговая зона Мирового океана // Земля и Вселенная. № 3. 1989

208. Бадюков Д.Д., Демиденко Е.Л., Каплин П.А. Палеогеография северо-западного шельфа о. Мадагаскар во время последней гляциоэвстатической регрессии Мирового океана // Вестник МГУ. Серия геогр. № 5. 1989

209. Kaplin P.A. Shoreline evolution during the Twentieth century. In A. Ayala-Castanres, W.Wooster and A. Janez-Arancibia. Oceanography-1980 UNAM Press Mexico D.F. 1989

210. Каплин П.А., Селиванов В.О. Новый международный проект изучения эволюции берегов и изменений уровня моря // Океанология. № 3. 1989

211. Kaplin P.A., Solovyova G.D. Zonality of Coastal geomorphology and Ecology. Ed. E.Bird and D.Kelletat Universitat Essen. 1989

212. Каплин П.А. Современное развитие береговой зоны Мирового океана // Основные проблемы исследования уровня Мирового океана. Пленарные доклады III съезда советских океанологов. Л. Гидрометеиздат 1989

213. Бадюков Д.Д., Демиденко Е.Л., Каплин П.А. Геоморфо-

логия и палеогеография Сейшельской банки и северо-западного шельфа о. Мадагаскар в период последней регрессии Мирового океана // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд-во МГУ. 1989

1990

214. Каплин П.А., Селиванов А.О. Как предотвратить береговую катастрофу // Знание-сила. №2 1990

215. Каплин П.А. Проблемы управления природными процессами // Вестник МГУ. Серия геогр. № 1. 1990

216. Pirazzoli P.A., Kaplin P.A., Montaggioni L.F. Differential vertical crystal movements deduced from late Holocene coral conglomerates: Farguhar and St. Joseth Atolls (Scycheless, western Ind. Ocean) Journal of Coastal Research №2.1990

217. Ignatov E.G., Kaplin P.A., Lukyanova S.A., Solovyeva G.D. Problems of the Caspian coasts evolution under sea level rise conditions. In. Transgressive coasts: studies and economic development. Moscow. 1990

218. Kaplin P.A. Evolution of the submerged coasts. In. Littoral – 1990. Ed. Emmanuel Queleennec. Public per L. Assotiation Eurocoasts c/o B.R.G.M. – 117 Av de Luminy, 13009 Marseile France. 1990

220. Каплин П.А. Предисловие редактора перевода // Изменения береговой линии (глобальный обзор). Л. Гидрометеиздат. 1990

221. Каплин П.А. Океан наступает? // Океан наступает. М.: Прогресс. 1990

222. Kaplin P.A. Practical problems for Coastal Submergence in the light of Secular Trends. In. R. Paepe et al (eds) greenhouse Effect, Sea level and Drought. Kluwer Academic Pablished. 1990

223. Бадюков Д.Д., Воронов А.Г., Демиденко Е.Л., Длусский Г.М., Дьяконов К.Н., Каплин П.А., Коротаев В.Н., Космынин В.Н., Никифоров Л.Г., Николаев С.Д., Свиточ А.А. География Сейшельских островов // Экология и рациональное использование островных экосистем. М.: Изд-во МГУ. 1990

224. Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Каплин П.А., Медведев В.С., Никифоров С.Л. Осадкообразование в голоцене на северо-западном шельфе Мадагаскара // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука.

225. Каплин П.А., Свиточ А.А., Парунин О.Б. Радиоуглеродный анализ, радиоуглеродные шкалы и корреляция палеогеографических событий // Возможности методов измерения сверхмалых количеств изотопов. Л.: Изд-во физ-тех. ин-та. 1990

1991

226. Каплин П.А. Береговые линии и колебания уровня моря в четвертичном периоде // XII конгресс ИНКВА. Итоги и перспективы. М.: Наука. 1991

227. Каплин П.А., Евдокимов С.П. Открытие Марковских чте-

ний. // Бюлл. комис. по изучению четверт. периода. №60. 1991

228. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль. 1991

1992

229. Игнатьев Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов // Геоморфология. №1. 1992

230. Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О. Изменения береговой зоны при быстром подъеме уровня Мирового океана в результате влияния «парникового эффекта» // Геоморфология. №2.

231. Каплин П.А., Лукьянова С.А. Береговая зона и подъем уровня океана // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. М. 1992

1993

232. Беляев В.Б., Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О. Прогнозная оценка развития побережий в результате предполагаемого резкого подъема Мирового океана при глобальном потеплении климата // Океанология. Т. 32. Вып.4. 1993

233. Каплин П.А. ТЭД «Каспий». Основные положения технико-экономического доклада «Защита народнохозяйственных объектов и населенных пунктов прибрежной полосы Каспийского моря в пределах Российской Федерации». М.: Изд-во Комитета по водным ресурсам Минэкологии. 1993

234. Kaplin P.A., Svitoch A.A., Parunin O.B. Radiocarbon Chronology of Paleographic Events of the late Pleistocene and Holocene in Russia. Radiocarbon. V. 35. №3. 1993

235. Kaplin P.A., Porotov A.O., Selivanov A.D. The North Black Sea and Sea of Azon Coasts Under a Possible greenhouse – Induced global sea-level rise. In «Costline of the Black Sea». Published by the Amer. Soc. Civil Engen. № 9. 1993

236. Ignatov E.I., Kaplin P.A., Lukyanova S.A., Solovieva G.D. Evolution of the Caspian Sea Coasts under conditions of the Sea-Level Rise: Model for Coastal Change under Increasing «Greenhouse Effect». Journal of Coastal Research Vol.9. №1. 1993

237 Каплин П.А. Изменения уровня океана и их влияние на эволюцию окраин континентов // Тенденции развития природы в новейшее время (океан-материк-шельф). М.: Изд-во МГУ. 1993

1994

238. Kaplim P.A. Chapter II geomorphology, geological structure and genetic types of islands in the Southwest Pacific. Pernetta J.C. and Mfnnr H.S (eds). The ecosystems of small islands in Southwest Pacific (The sixth expedition of the SS «Callisto»). UNEP Regional seas report and studies №151 SPREP Reports and studies №63 UNEP 1994

239. Мухина Е.В., Игнатов Е.И., Каплин П.А. Каспий: катастрофа, гипотезы и стратегия // Наука в России. № 4. 1994

1995

240. Каплин П.А., Селиванов А.О., Соболев В.М., Тарасов П.Е. Прогнозные карты устойчивости природных комплексов морских побережий в XXI в. // Вестн. МГУ. Серия геогр. № 1. 1995.

241. Kaplin P.A. L evolution future des cotes critiques de la Russie. Norois 1995 Poitiers t.42. №165

242. Kaplin P.A. Recent coastal evolution of the Caspian sea as a natural model for coastal responses to the possible acceleration of global sea level rise. Marina geology. 124. 1995

243. Dolotov Y.S., Kaplin P.A. Present shore zone of the Caspian Sea – natural model of coastal evolution under conditions of the world's ocean level rise. Global changes and geography. The JGU conference. Moscow. Russia. Abstracts. 1995

244. Kaplin P.A. The Caspian: its past, present and future. Ed. A. Mandysh «Enclosed seas and large Sakes of Eastern Europe and Middle Asia». SPB Academic Publishing /Amsterdam/ The Netherlands. 1995

245. Каплин П.А., Селиванов А.О. Всемирный потоп в прошлом, настоящем и будущем // Наука в России. М. 1995. № 2

246. Каплин П.А., Селиванов А.О. Парниковый эффект, подъем уровня океана и реакция морских берегов // Современные проблемы изучения берегов. С.-Петербург. 1995

247. Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О. Зоны геоморфологического риска на побережье Корякии в условиях ожидаемого ускоренного подъема уровня океана // Современные проблемы изучения берегов. С.-Петербург. 1995

248. Данилов-Данильян В.И., Амирханов А.М., Каплин П.А. и др. Последствия изменения климата в регионе Каспийского моря. (Национальный доклад Российской Федерации) // Программа ООН по окружающей среде ЮНЕП. 1995

1996

249. Долотов Ю.С., Каплин П.А. Современная береговая зона Каспийского моря как природная модель эволюции побережий в условиях повышения уровня Мирового океана // Океанология. 1996. Т. 36. № 6.

250. Каплин П.А. Последствия изменения климата в регионе Каспийского моря. (Региональный проблемный документ). ЮНЕП. Женева. 1996.

1997

251. Kaplin P.A. Reconstruction of the shelf paleogeographic Environments of late Pleistocene and Holocene. International geological correlation programmer project 396. Universe. Of Durham U.K. 1997

252. Каплин П.А., Игнатов Е.И. и др. Геоэкологические изменения при колебаниях уровня Каспийского моря. М. 1997. Вып. 1.

253. Каплин П.А., Селиванов А.О. Современные и ожидаемые изменения уровня Мирового океана и особенности развития морских берегов // Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана. 1997

254. Каплин П.А., Леонтьев И.О., Селиванов А.О. Особенно-

сти переформирования береговой зоны в условиях подъема относительного уровня моря. Там же С. 28-88.

255. Каплин П.А. Особенности современного развития берегов Каспийского моря в условиях подъема его уровня. Там же. С.89-98.

256. Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О., Соболев В.М. Ожидаемые изменения берегов России в условиях подъема уровня Мирового океана к 2100 году // Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана. М. 1997

257. Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О., Соболев В.М. Побережье Азовского моря // Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана. М. 1997

258. Каплин П.А., Михно И.В. Проблемы сохранения биоразвития экосистем Прикаспия // Геоэкологические изменения при колебаниях уровня Каспийского моря. 1997

259. Бровко П.Ф., Каплин П.А. Лагунные берега северного и восточного Сахалина // Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана. Ред. Каплин П.А., Селиванов А.О. М. 1997

1999

260. Каплин П.А., Поротов А.В. О формировании береговых аккумулятивных форм Российского побережья Берингова моря // Вестник МГУ. Серия геогр. 1999. № 3.

261. Бадюкова Е.Н., Каплин П.А. Береговые бары // Геоморфология. 1999. № 3.

262. Каплин П.А., Селиванов А.О. Развитие прибрежного рельефа Восточного Китая в плейстоцен-голоцене // Океанология. 1999. Т. 39. № 6.

263. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М. ГЕОС. 1999.

264. Каплин П.А., Павлидис Ю.А., Селиванов А.О. Развитие побережий в условиях глобального потепления климата и подъема уровня океана. // Российская наука: день нынешний и день грядущий. М. Academia. 1999

2000

265. Каплин П.А., Павлидис Ю.А., Селиванов А.О. Морские побережья в XXI веке // Природа. 2000. № 3.

266. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изучение истории и прогнозирование развития морских берегов и изменений уровня Мирового океана. // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ. 2000

267. Древние берега России // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ. 2000

2001

268. Долотов Ю.С., Жиндарев Л.А., Каплин П.А. и др. Дина-

мика песчаных берегов внутренних морей в условиях нестабильности их уровня // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI в. М.: ГЕОС. 2001

269. Каплин П.А., Павлидис А.А., Селиванов А.О. Прогноз развития береговой зоны морей России в условиях повышения их уровней и потепления климата // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI в. М.: ГЕОС. 2001

270. Каплин П.А., Поротов А.В., Янина Т.А., Горлов Ю.Б., Фуфш Э. О возрасте и истории развития Бугазской пересыпи (северо-восточное побережье Черного моря). // Вестник МГУ. Серия геогр. 2001. № 2.

2002

271. Долотов Ю.С., Жиндарев Л.А., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Морфолитодинамика песчаных берегов в условиях колебания уровня водоема // Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы. Материалы юбилейной Всероссийской конференции. М.: Изд-во МГУ. 2002

272. Огородов С.А., Каплин П.А., Полякова Е.И. Динамика береговых аккумулятивных форм. Печорского моря. Там же М. МГУ. 2002. С.142-143.

273. Каплин П.А., Поротов А.В. Особенности эволюции лагунных барьеров в позднем голоцене (на примере Российского побережья Черного моря). Там же С. 135-136.

2003

274. Огородов С.А., Каплин П.А., Полякова Е.И. Эволюция береговых баров Печорского моря. // Докл. РАН. 2003. Т.388. № 3

275. Каплин П.А., Поротов А.В. Особенности развития пересыпей Восточной Чукотки в условиях повышения уровня моря // Геоморфология. М. 2003. № 1.

276. Каплин П.А., Свиточ А.А., Селиванов А.О. Побережья России в XXI в. Эволюционный анализ и создание моделей устойчивого развития в условиях ожидаемого изменения климата и уровня Мирового океана. // Российские университеты: География. Изд-во Спб.ГУ. 2003

277. Kaplin P.A., Selivanov A.O. Holocene sea-level changes in the Russian. Sector of the European Arctic. Berichte fur Paleoforschung

278. Kaplin P.A., Selivanov A.O., Sobolev V.M. Future evolution on the Southern Pechora sea coasts under the anticipating global and regional climate and sea-level changes during the present century. Berichte fur Paleoforschung.

279. Kaplin P.A., Selivanov A.O. Lateglacial and Holocene sea level changes in semi-enclosed seas of North Eurasia: examples from the contrasting Black and White seas. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology.

2004

280. Каплин П.А., Поротов А.В. Эволюция абразионно-

аккумулятивных систем Керченского пролива в позднем голоцене // Прибрежная зона моря: морфодинамика и геоэкология. Материалы конференции. Калининград. Изд-во Кал. ГУ. 2004

281. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. М.: Изд-во Городец. 2004

2005

282. Каплин П.А., Свиточ А.А., Судакова Н.Г. Материковые оледенения и окраинные морские бассейны России в плейстоцене // Вестник МГУ. Серия геогр. 2005. № 1.

283. Каплин П.А., Свиточ А.А. Палеогеография побережий России в плейстоцене. // Изв РАН. Серия геогр. 2005. № 1.

284. Dolotov Y., Kaplin P. Black and Caspian seas, coastal Ecology and geomorphology // Encyclopedia of Coastal Science. Ed. M. Schwartz Springer. 2005.

285. Каплин П.А., Карпухин С.С., Судакова Н.Г. Классик отечественной географии. // Изв РАН. Серия геогр. 2005. № 5.

286. Каплин П.А., Поротов А.В., Янина Т.А. Колебания уровня Черного моря в позднем голоцене // Квартер-2005. Материалы IV Всерос. Соповещания по изуч. четвертич. периода. Сыктывкар. 2005

287. Каплин П.А., Селиванов А.О. Уровень Мирового океана в геологическом прошлом // Горизонты географии. М. 2005

2006

288. Каплин П.А., Селиванов А.О. Глобальное потепление климата и его влияние на уровень моря // Современные глобальные изменения природной среды. 2006. Т. 2.

2008

289. Каплин П.А., Леонтьев И.О., Поротов А.В. Палеогеографическое обоснование прогноза развития морских берегов в условиях повышения уровня Мирового океана // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М. 2008

290. Свиточ А.А., Каплин П.А., Николаев С.Д., Глушанкова Н.И. Повсеместное проявление и направленность природного процесса // Географические научные школы Московского Университета. М.: Изд-во Городец. 2008

291. Каплин П.А., Свиточ А.А. История развития. (Палеогеографическая научная школа) // Географические научные школы Московского университета. М. Изд-во Городец. 2008

2010

292. Каплин П.А., Поротов А.В. Палеогеоморфологический метод при изучении палеогеографического развития морских побережий // Методы палеогеографических реконструкций. М.: Географический факультет МГУ, 2010.

РЕДАКТИРОВАНИЕ

1. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны Дальневосточных морей СССР. М.: Изд-во Наука. 1971. Ред. П.А.Каплин.
2. География атоллов юго-западной части Тихого океана. М. Изд-во Наука. 1973. Отв. ред. П.А.Каплин, В.С.Медведев.
3. Руководство по изучению новейших отложений М. Изд-во МГУ. 1976. Ред. П.А.Каплин.
4. Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М. Изд-во Наука. 1977. Ред. П.А. Каплин, Ф.А. Щербаков.
5. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М. Изд-во Наука. 1978. Отв. ред. П.А. Каплин.
6. Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Изд-во Наука. 1978. Отв. ред. П.А. Каплин, Л.Г. Никифоров, Д.А. Тимофеев.
7. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М. Изд-во Наука. 1980. Отв. ред. П.А. Каплин.
8. Новейшие отложения и палеогеография района Средней Протвы. М. Изд. ВИНТИ. 1979. Ред. П.А. Каплин.
9. Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ. 1981. Ред. П.А. Каплин.
10. Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ. 1982. 310 с. Ред. П.А. Каплин, Р.К. Клиге, А.Л. Чепалыга.
11. Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ. 1982. 213 с. Ред. Г.И. Рычагов, Г.С. Ананьев, П.А. Каплин.
12. Колебания уровня морей и океанов за последние 15 000 лет. М. : Изд-во Наука. 1982. 230 с. Ред. П.А. Каплин, Р.К. Клиге, А.Л. Чепалыга.
13. Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Приханкайской депрессии. М. Изд-во ВИНТИ. 1981. Ред. П.А. Каплин.
14. Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена. Итоги науки и техники. Серия палеогеография. Т. 3. М. ВИНТИ. 1986. 189 с. Ред. П.А. Каплин.
15. Применение литологического анализа в палеогеографических целях. Итоги науки и техники. Серия палеогеография. Т. 4. М. ВИНТИ. 1987. 164 с. Ред. П.А. Каплин.
16. Руководство по изучению новейших отложений. 2-ое издание. М. Изд-во МГУ. 1987. 236 с. Ред. П.А. Каплин.
17. Комплексные биостратиграфические исследования. М.: Изд-во МГУ. 1987. 104 с. Ред. П.А. Каплин.
18. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Сахалина. М.: Изд-во ВИНТИ. 1988. Ред. П.А. Каплин.
19. Палеогеография океанов и морей в кайнозое. Итоги науки и техники. Серия палеогеография. Т. 6. М. ВИНТИ. 1989. 193 с. Ред. П.А. Каплин.
20. Океан наступает? Парниковый эффект и поднятие уровня

- моря. М. Изд-во Прогресс. 1989. 365 с. Ред. П.А. Каплин.
21. Эрик Ч.Ф. Берд. Изменения береговой линии. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 254 с. Ред. П.А. Каплин.
22. Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М. Изд-во МГУ. 1990. 157 с. Ред. П.А. Каплин.
23. География Сейшельских островов. Ред. П.А. Каплин, В.Н. Космынин, Л.Г. Никифоров. М. Изд-во МГУ. 1990. 267 с.
24. Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена. Итоги науки и техники. Серия палеогеография. Т. 7. М. ВИНТИ. 1991. Ред. П.А. Каплин.
25. Болиховская Н.С. Перигляциальные и межледниковые ландшафты плейстоцена Восточно-Предкавказской лессовой области. М. ВИНТИ. 1995. 125 с. Ред. П.А. Каплин.
26. Тенденция развития природы в новейшее время (океан-материк-шельф). М.: Изд-во МГУ. 1993. 190 с. Ред. П.А. Каплин.
27. Свиточ А.А. Палеогеография: теория и актуальные вопросы. М.: РАСХН. 1995. 146 с. Ред. П.А. Каплин.
28. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ. 1995. 270 с. Ред. П.А. Каплин.
29. Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М. 1996. 265 с. Ред. П.А. Каплин.
30. Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана. М.: Изд-во МГУ. 307 с. Ред. Каплин П.А., Селиванов А.О.
31. Геоэкологические изменения при колебаниях уровня Каспийского моря. М. 1997. Вып. 1. 205 с. Ред. Каплин П.А., Игнатов Е.И.
32. Жиндарев Л.А., Хабидов А.Ш., Тризно А.К. Динамика песчаных берегов морей и внутренних водоемов. Новосибирск: Наука. 1998. 270 с. Ред. Каплин П.А.
33. Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий. М. 1999. Отв. ред. П.А. Каплин.
34. Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М. Изд-во МГУ. 2000. 350 с. Ред. П.А. Каплин, Н.Г. Судакова.
35. Константин Константинович Марков. М.-Смоленск. Изд-во Маджента. 2005. 292 с. Ред. П.А. Каплин.
36. Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М.: Географический факультет МГУ. 2008. 256 с. Ред. Н.С. Болиховская, П.А. Каплин.
37. Методы палеогеографических реконструкций. М.: Географический факультет МГУ. 2010. 430 с. Ред. Каплин П.А., Янина Т.А.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	5
Павел Алексеевич Каплин.....	12
I. Вопросы формирования фиордовых побережий	
Проблема происхождения фиордов и фиордовые побережья СССР	15
Эволюция береговой линии фиордовых районов.....	32
Фиорды земного шара.....	44
II. Вопросы образования и эволюции лагунных берегов	
Некоторые закономерности образования лагун.....	50
О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР	56
Береговые бары (<i>Бадюкова Е.Н., Каплин П.А.</i>).....	62
Особенности развития пересыпей восточной Чукотки в условиях повышения уровня моря (<i>Каплин П.А., Поротов А.В.</i>)	77
III. Проблемы формирования и корреляции морских террас	
Особенности формирования морских террас (<i>Ионин А.С., Каплин П.А.</i>)	89
Проблемы выделения и корреляции поднятых береговых линий на побережьях	106
Хронология морских террас четвертичного возраста (<i>Каплин П.А., Селиванов А.О.</i>)	117
Древние берега России (<i>Каплин П.А., Селиванов А.О.</i>).....	125
IV. Подводные геоморфологические исследования	
Водолазные исследования вершин подводных каньонов.....	139
Результаты непосредственного изучения рельефа дна прибрежной зоны моря и некоторые задачи подводных геоморфологических исследований (<i>Каплин П.А., Ионин А.С.</i>)	145
V. Вопросы формирования и развития рельефа береговой зоны	
Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и районирование (<i>Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С.</i>)	168
Некоторые особенности динамики аккумулятивных берегов океанов и морей	179
Вопросы широтной зональности береговых процессов.....	200

VI. Региональные исследования	
Особенности динамики и строения берегов полярных морей (на примере побережья Чукотского моря)	235
Влияние рельефа побережий на деформацию волн цунами.... (Ионин А.С., Каплин П.А.)	251
Геоморфология и четвертичные отложения побережья Аргентины	258
О возрасте и условиях формирования береговых аккумулятивных форм западного побережья Берингова моря (по данным археолого-палеогеографических исследований) (Каплин П.А., Поротов А.В.)	268
Морфология и особенности формирования берегов Чукотского и Берингова морей	277
VII. Проблемы происхождения и развития шельфа	
Проблема происхождения шельфа	316
Особенности прибрежной зоны современных морей, строения и истории развития в голоцене верхней части шельфа (Каплин П.А., Невесский Е.Н., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А.)	330
Вопросы развития и седиментогенеза шельфовой зоны (Каплин П.А., Невесский Е.Н.)	343
VIII. Вопросы изменения уровня Мирового океана в плейстоцене	
Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определений абсолютного возраста древних береговых линий	355
Проблемы изучения колебаний уровня океана	361
Типы изменения уровня океана	376
IX. Эволюция островных побережий	
Особенности развития островов	386
Геоморфология океанических островов	395
Геоморфологические особенности атоллов	412
X. Плейстоценовая история побережья и современное состояние береговой зоны Каспийского моря	
Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия... (по данным абсолютного датирования) (Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Парунин О.Б., Свиточ А.А., Шлюков А.И.)	438
Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов (Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.)	448
Современная береговая зона Каспийского моря как природная модель эволюции побережий в условиях повышения уровня Мирового океана (Долотов Ю. С., Каплин П. А.)	460

XI. Современная динамика и защита морских берегов	
Защита морских берегов от размыва.....	467
(Каплин П.А., Никифоров Л.Г.)	
Современное развитие береговой зоны Мирового океана.....	481
Береговая зона и подъем уровня океана	492
(Каплин П.А., Лукьянова С.А.)	
XII. Прогноз развития береговой зоны	
в условиях изменений климата и уровня моря	
Океан наступает?.....	508
Прогнозная оценка развития побережий в результате	528
предполагаемого резкого подъема Мирового океана при	
глобальном потеплении климата	
(Беляев В.Б., Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О.)	
Прогноз развития береговой зоны морей России	540
в условиях повышения их уровня и потепления климата	
(Каплин П.А., Павлидис Ю.А., Селиванов А.О.)	
XIII. Вопросы палеогеографии плейстоцена	
Итоги изучения опорных разрезов сопряженным методом.....	552
Проблема дальней корреляции событий плейстоцена.....	566
(Каплин П.А., Свиточ А.А.)	
Палеогеография побережий России в плейстоцене	574
(история и типизация событий) (Каплин П.А., Свиточ А.А.)	
Список научных работ П.А. Каплина	592

Научное издание
Каплин Павел Алексеевич
ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МОРСКИХ
ПОБЕРЕЖИЙ И ШЕЛЬФА

Формат 60х90/16
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Объем 38,7 п.л. Тираж 200 экз. Заказ №

115598 Москва, ул. Ягодная, 12
Типография Россельхозакадемии
8(495)329-45-00, 976-35-78

