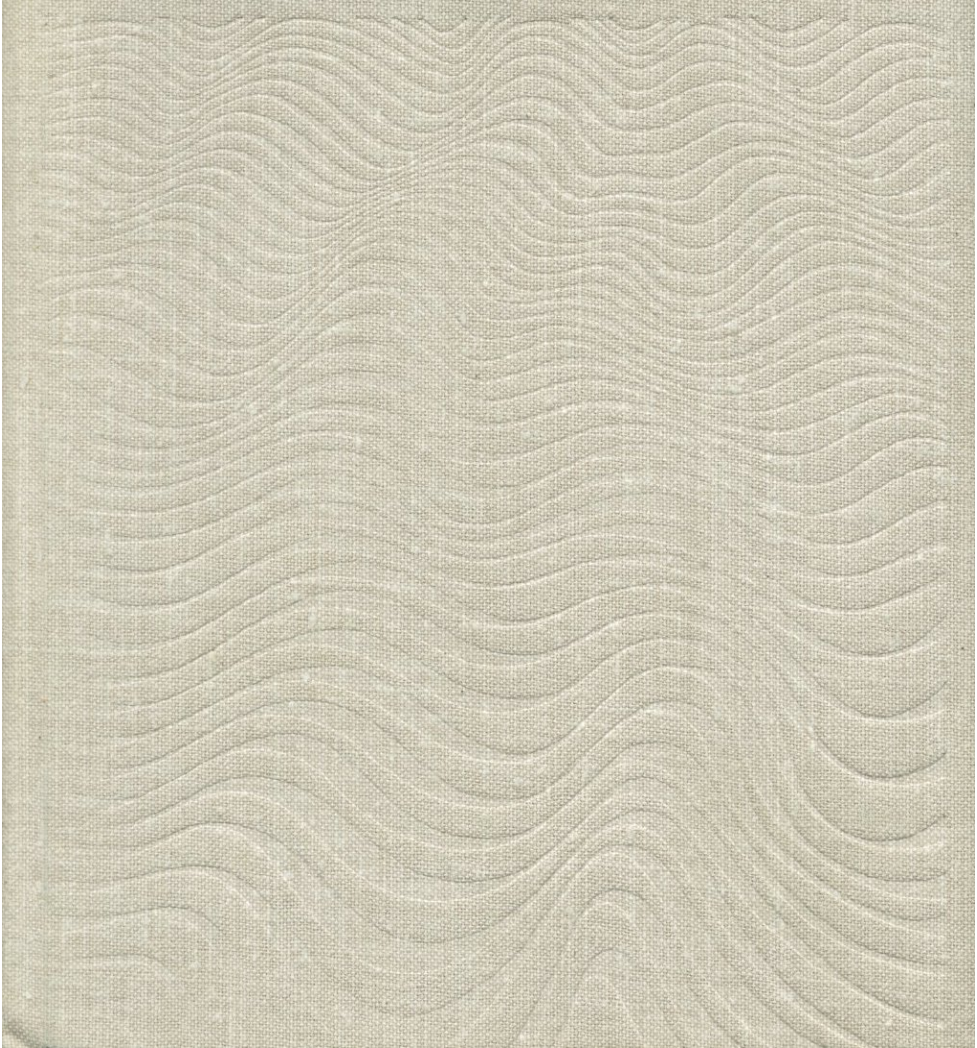


МОРСКАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ
СПРАВОЧНИК



9/5/802

[Handwritten signature]

МОРСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СПРАВОЧНИК

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА:
ПРОЦЕССЫ,
ПОНЯТИЯ,
ОПРЕДЕЛЕНИЯ

08181



МОСКВА
«МЫСЛЬ»
1980



551.0
М79

РЕДАКЦИИ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Научная редакция доктора географических наук
В. П. Зенковича и кандидата технических наук
Б. А. Попова

Морская геоморфология. Терминологический
М 79 справочник. Береговая зона: процессы, понятия,
определения/Науч. ред. *В. П. Зенковича* и
Б. А. Попова. — М: «Мысль», 1980. — 280 с., граф.,
схем., карт.

В пер.: 1 р. 10 к.

В последние десятилетия получила развитие новая научная дисциплина — морская геоморфология, изучающая закономерности строения и развития морского дна и берегов. В ней сложилась особая, своеобразная терминология. Знать ее необходимо как географам широкого профиля, так и океанологам, геофизикам, геологам, гидротехникам и специалистам других направлений, связанных с изучением и освоением океанов и морей, их берегов и дна.

М $\frac{20801-013}{004(01)-80}$ 134-79. 1905030000

551.0

Издательство Мысль. 1980

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние два-три десятилетия изучение морфологии и динамики береговой зоны моря превратилось в самостоятельную отрасль науки, занимающую прочное место на стыке географических и геологических наук, в частности геоморфологии, океанологии и литологии. Эта отрасль имеет самостоятельный объект изучения — контактную (береговую) зону взаимодействия гидросферы, литосферы и биосферы, где происходит формирование берега и перемещение вещества литосферы, обусловленные в основном расходом энергии разрушающихся на прибрежном мелководье волн; имеет она также свои методы исследования и свои практические приложения, весьма важные для народного хозяйства. Отрадно отметить, что развитие науки о берегах в большой мере обязано работам советских ученых.

В связи с интенсивным развитием в последние годы как научных исследований береговой зоны, так и инженерных мероприятий, связанных с защитой морских берегов от разрушения и с морским гидротехническим строительством, в отечественную науку о берегах включается все большее число молодых ученых и работников смежных специальностей, далеко не всегда знакомых не только с периодической специальной литературой, но и с основополагающими работами и учебными пособиями по этой дисциплине. По указанной причине возник заметный разрыв в терминологии, определениях и основных ее понятиях. В результате не всегда ясно, что именно имеют в виду авторы некоторых отчетов и статей, особенно инженерного направления. Такое положение затрудняет дальнейшее развитие теории береговых процессов и обобщение уже накопленных материалов, вследствие чего возникла необходимость в систематизации существующей терминологии и в более четком и полном определении многих терминов и понятий, относящихся как к объектам

изучения, методам и технике исследований и изложению получаемых результатов, так и к различным аспектам практического использования научных данных.

Аналогичное положение создалось и в других странах. Поэтому многие зарубежные ученые в своих работах дают пояснения употребляемым терминам, имея в виду, что последние не являются общепринятыми в международном масштабе. Поскольку большой объем мировой литературы по морским берегам издается в США, Англии и других англоязычных странах, многим русским терминам в данной книге в скобках дается их английский эквивалент, если он оригинален, а не является простым переводом с русского и достаточно распространен. В случае нескольких английских соответствий русскому термину первым дается наиболее близкий по смыслу. Для морских организмов и растений даются их латинские названия. Оба эти случая в тексте специально не оговариваются. Во всех остальных немногих случаях указывается язык оригинала.

По своему характеру данное справочное издание ближе к справочникам энциклопедического типа, чем к ГОСТам и СНИПам. В отличие от последних оно включает большинство встречающихся в литературе по динамике берегов и береговой зоны терминов и определений, употребляемых в настоящее время и употреблявшихся в последние десятилетия (в том числе и переводных), даже если они и не приняты в указанных изданиях или не общеприняты. Но когда это представляется целесообразным, авторы используют и ГОСТы, что каждый раз оговаривается. Многим терминам дается не только определение, но и краткое пояснение. В пояснении отмечается роль характеризуемого явления или формы в динамике и геоморфологии берегов и береговой зоны, приводятся соответственно характерные их параметры или размеры и особенности строения, указываются области распространения, возможности и пути практического использования.

Построение справочника соответствует структуре науки о берегах и ее практических приложений. Каждый из его разделов посвящен определенному направлению этой науки, начиная от анализа факторов и процессов динамики береговой зоны моря и кончая прикладными аспектами динамики морских берегов. Такое построение представляется нам наиболее последовательным и логичным.

Справочной части каждого раздела предшествует текстовая; в которой либо дается общая характеристика данного научного направления, либо освещается общее состояние науки о морских берегах, либо излагаются методические приемы использования научных данных в практических целях.

Термины и определения в справочных частях разделов расположены в алфавитном порядке, в текстовых — по мере упоминания. Чтобы облегчить их поиск, в конце книги имеется указатель. Часть терминов, состоящих из нескольких определяющих слов, для облегчения поиска приводится в параллельных вариантах, начинающихся с определяющего слова. Определения и термины, вынесенные в указатель, выделены прописными буквами и курсивом, при этом указателе даны страницы, где они встречаются. Разрядкой выделены термины, которые не всегда помещены в указатель: либо потому, что смысл их не требует пояснений (например, бесструктурный оползень), либо потому, что они мало употребительны (например, взмет волны) или являются дополнением к более общим терминам (например, квадратурный прилив), либо потому, что они не характерны именно для береговой зоны (например, оползни-цирки). Разрядкой выделяются также отдельные слова, которыми авторы акцентируют свою мысль.

Некоторые термины, имеющие одинаковое написание, но разный смысл, повторяются в разных разделах (например, берма — элемент пляжа и берма — деталь гидротехнического сооружения; лагуна, отчлененная от моря баром, и лагуна внутри атолла и т. д.). Иногда в разные разделы помещены близкие по смыслу термины, что объясняется спецификой их использования именно в данном направлении исследований (например, баланс наносов как термин общего характера помещен в разд. I, а бюджет наносов — понятие, имеющее более специализированное, литодинамическое значение, — в разд. III).

Настоящий терминологический словарь-справочник составлен по решению, принятому в 1979 г. бюро Береговой секции Океанографической комиссии (с 1979 г. — Комиссии по проблемам Мирового океана) Академии наук СССР.

Справочник составлен группой квалифицированных специалистов, работавших практически на всех морях Советского Союза и на многих зарубежных морях. По-

мимо специальной литературы по морским берегам и большого личного опыта авторы использовали и справочные издания — Краткую географическую энциклопедию (1960—1966), Геологический словарь (1973), ГОСТы по океанологии и морским гидротехническим сооружениям, а также Энциклопедию по геоморфологии, изданную в США (The Encyclopedia, 1972).

В приложенной к книге библиографии приведены лишь источники, в которых либо впервые предложен тот или иной термин, понятие или определение, либо по данному вопросу приводятся новые, достаточно полные или оригинальные данные и суждения.

Первый раздел книги написан В. П. Зенковичем при соавторстве Б. А. Попова, второй и третий — Г. А. Сафьяновым, четвертый — О. К. Леонтьевым и В. П. Зенковичем, пятый и седьмой — Л. Г. Никифоровым, шестой — С. А. Лукьяновой, восьмой — П. А. Каплиным, девятый — Б. А. Поповым (преамбула и первая часть) и М. Н. Костяницыным совместно с В. П. Зенковичем (вторая часть). В некоторых разделах описания отдельных терминов сделаны авторами других разделов.

Настоящая книга представляет собой первый опыт составления терминологического справочника по динамике и морфологии морских берегов и динамике береговой зоны моря. Поэтому она не лишена, очевидно, определенных недостатков. При подготовке рукописи к печати ряд полезных замечаний по ее тексту и оформлению был сделан О. Д. Катагощиным и В. А. Совершаевым, которым редакторы выражают свою благодарность. Авторы и редакторы признательны также группе сотрудников Черноморского отделения ЦНИИС Минтрансстроя СССР во главе с Я. С. Шульгиным за помощь в составлении девятой главы. Редакторы, авторы и издательство будут благодарны за любые дополнительные замечания и указания по улучшению книги, которые могут быть использованы при подготовке повторных изданий.

1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ И БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ

В формировании морских берегов играют роль многочисленные факторы динамики береговой зоны, имеющие различную физическую природу. *Динамикой береговой зоны* называется совокупность локализованных в ней процессов и явлений, обуславливающих ее развитие. Обычно указанные факторы делят на волновые (ветровые волны, зыбь, течения волнового генезиса) и неволновые (все прочие). Это, однако, не дает четкого представления о специфичности проявления каждого фактора (особенно второй группы), что затрудняет анализ береговых процессов и не позволяет обоснованно судить о тенденциях в развитии береговой зоны. Рациональнее выделять активные факторы, обладающие достаточной кинетической энергией, чтобы производить работу по перестройке берега и подводного склона, по перемещению наносов и созданию крупных аккумулятивных форм, и пассивные, не обладающие такой энергией, но способные влиять на интенсивность, а иногда и на характер проявления активных факторов (Попов, 1977). К первым следует отнести прежде всего ветровое волнение, зыбь и обуславливаемые ими волновые течения, кроме того, ветер, неволновые течения (преимущественно на приливных берегах и берегах с ветровой осушкой), субаэральные факторы, некоторые биогенные и техногенные факторы; ко вторым — большую группу геолого-геоморфологических факторов (строение и состав пород, слагающих берег и подводный береговой склон, рельеф и уклоны суши, характеристики наносов и источников питания ими береговой зоны и т. п.), ряд климатических факторов (широтная зональность береговых процессов, определяющая ветровой и ледовый режимы бассейна, а иногда и свойства слагающих берег пород (например, вечная мерзлота на арктических берегах), характер и интенсивность биогенных процессов (например, развитие мангров и кораллов в тропиках) и группу фак-

торов, обуславливающих периодические или эпизодические изменения уровня моря в береговой зоне и тем самым перераспределение энергии волн и течений по подводному склону и берегу (уровенный фактор, включающий приливные, нагонные и прочие изменения уровня).

В ряде работ советских ученых обосновано положение о генетическом и динамическом единстве береговой зоны. Для понимания сложных процессов ее развития необходимо учитывать наиболее существенные из перечисленных факторов. Так, энергию для береговых процессов поставляют в основном морские волны; в значительно меньшей степени — приливные течения и иные течения неволнового генезиса, а также другие факторы, в том числе и не морской природы. Исходя из этих общетеоретических соображений, подкрепляемых данными природных наблюдений, можно дать следующее определение: *береговая зона* (nearshore zone) — это прибрежная полоса моря и заливаемой при волнении суши со специфическими формами рельефа, созданными под преимущественным воздействием волн, которые, трансформируясь и разрушаясь в пределах данной полосы вследствие уменьшения глубины, расходуют энергию в основном на переформирование подводного берегового склона и берега, на перемещение прибрежно-морских наносов и на построение аккумулятивных береговых форм.

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА (coastal zone) состоит из трех геоморфологических элементов — берега, подводного склона и пляжа (рис. 1). *Берег* (shore) — полоса суши, на которой имеются формы рельефа и накопления наносов, созданные морем при его современном среднемноголетнем уровне. На абразионных (коренных) берегах верхняя граница берега, а следовательно, и береговой зоны проходит по кромке клифа; на берегах аккумулятивных (наносных) — по внутреннему краю современной надводной террасы.

Ниже берега лежит *подводный береговой склон*, в пределах которого профиль дна, накопления наносов и формы мезорельефа образовались также при современном среднемноголетнем уровне моря. Между берегом и подводным склоном выделяется прибойная полоса, где при волнении образуется возвратно-поступательный *прибойный поток*, или *накат* (run-up). В возвратную фазу наката поверхность грунта обнажается, а во время поступательной фазы часть берега заливается водой. Если в эту полосу

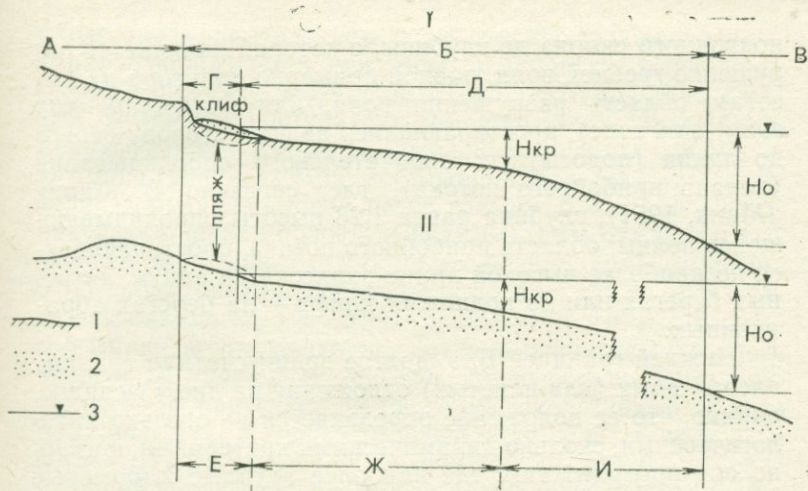


Рис. 1. Схематические профили дна береговой зоны бесприливного моря:

I — абразионный берег, *II* — аккумулятивный берег; *A* — побережье, *Б* — береговая зона, *В* — открытое море, *Г* — берег, *Д* — подводный береговой склон, *Е* — полоса прибойного потока, *Ж* — волноприбойная зона, *И* — зона трансформации волн; 1 — коренные породы, 2 — наносы, 3 — средне-многолетний уровень моря; H_o и $H_{кр}$ — см. рис. 2

поступает достаточное количество наносов, они образуют специфическое, весьма изменчивое аккумулятивное образование, называемое *пляжем* (beach). В приливных морях и при нагонах прибойная полоса мигрирует по отмелому берегу в зависимости от хода уровня, а также от рельефа и уклона берега и подводного склона. В этом случае верхней границей подводного берегового склона следует считать урез воды при отливе (малая вода) или при сгоне, а между ней и пляжем формируется еще один геоморфологический элемент — приливная (tide flat), или ветровая *осушка*, т. е. полоса дна, осушаемая в фазе отлива или во время сгона и развивающаяся вследствие этого, как и пляж, под воздействием не только морских, но и субаэральных факторов.

Указанным трем геоморфологическим элементам соответствуют с некоторыми сдвигами границ три динамические области береговой зоны (см. рис. 1). Это — область трансформации волн, приуроченная к нижней части

подводного склона до глубины, с которой начинается обрушение гребней волн, равной примерно полутора их высотам; область разрушения волн, или *волноприбойная зона* (surf zone), простирающаяся далее в сторону берега до линии (полосы) их окончательного опрокидывания (начало прибойного потока), где, согласно В. Манку (Манк, 1951), глубина равна 1,28 высоты опрокидывающейся волны; область прибойного потока, простирающаяся до наиболее высокой линии заплеска на аккумулятивных берегах или до подножия клифа — на берегах абразионных.

Нижней границей Б. з. долгое время считали границу алевритовых (или илистых) отложений на дне. Очевидно, однако, что ее положение определяется не столько литологическими, сколько динамическими критериями, а именно она проходит там, где наиболее крупные штормовые волны, свойственные данному району, создают при наиболее низком уровне моря придонные скорости, достаточные для взмучивания и направленного перемещения наносов определенной крупности или для размыва коренного дна, что, согласно теории волновых процессов, соответствует глубине, равной половине длины волны (см. *волны*) в открытом море.

Часть акватории моря, находящуюся в пределах Б. з., принято называть *взморьем* (near shore), или *прибрежьем*, а полосу суши, на которой сохранились береговые формы рельефа, созданные при более высоком, чем современный, уровне моря, — *побережьем* (coast). Последний термин употребляется и в более широком значении. На *ингрессионных берегах* побережье иногда ограничивают условной линией, соединяющей вершины заливов. В социально-экономическом отношении побережьем считается широкая полоса суши, охватывающая населенные пункты, транспортные пути, а также виды хозяйства и промышленности, непосредственно связанные с морем. Особенно распространен термин «побережье» (иногда, что неправильно, *взморье*) применительно к лечебно-рекреационному районированию приморских территорий.

Для понимания дальнейшего необходимо ознакомиться с главными чертами механизма воздействия волн на сушу. Как отмечалось, на глубине, равной примерно половине длины волны, последняя начинает трансформироваться под воздействием дна. Круговые траектории, ко-

торые описывают частицы воды в волне глубоководного моря, преобразуются при этом в эллиптические; непосредственно же у дна частицы совершают параллельные ему возвратно-поступательные колебания. Вследствие трансформации волны ее гребень становится короче, а ложбина длиннее. При достижении большой крутизны волна забурунивается — на ее гребне образуется рассыпающаяся пенная полоса. В результате высота волны и ее энергия уменьшаются. У *отмелых берегов* (уклон меньше 0,01) забурунивание повторяется неоднократно, образуется так называемый скользкий бурун, и к береговой линии волна подходит, потеряв значительную часть энергии. У *приглубых берегов* (уклон больше 0,03) крутизна волн нарастает очень резко, скользкого буруна не образуется, а гребень разрушается сразу в виде ныряющего буруна и сохраняет до этого момента большой запас энергии. После разрушения волны возникает прибойный поток, который у крутых берегов ударяется о подножие клифа, а у отлогих взбегает на пляж и теряет заметную часть воды на просачивание в толщу наносов. При уклонах, промежуточных между указанными значениями, берег может считаться приглубым для относительно короткопериодных волн и отмелым — для длиннопериодных.

Донные движения воды в деформирующейся волне обладают асимметрией тем большей, чем меньше глубина. Движение в сторону берега происходит с большей скоростью, но за малый промежуток времени; в сторону моря — со сравнительно малой скоростью, но дольше. Это приводит к дифференцированному поперечному перемещению наносов: относительно крупные их частицы получают тенденцию двигаться к берегу и формируют пляж, более мелкие могут увлекаться на глубину или остаются на нижних горизонтах подводного берегового склона. По этой причине у приглубых абразионных берегов основная зона аккумуляции находится ниже бенча; у отмелых же аккумулятивных бенч, если он вообще имеется, располагается в нижней части подводного склона, а дно ближе к берегу и сам берег покрыты наносами.

В зависимости от параметров волн (см. *волны*) данного шторма или зыби зоны поперечного перемещения частиц наносов разной гидравлической крупности, а также скорости этого перемещения бывают существенно различны. Поэтому, анализируя береговые процессы, прихо-

дится оперировать со средними или даже среднемноголетними для данного участка величинами.

При подходе волн под острым углом к подводному береговому склону и береговой линии (*косое волнение*) на аккумулятивных берегах в действие вступает процесс вдольберегового перемещения наносов. На пляже частицы наносов увлекаются прибойным потоком вверх под некоторым углом к урезу воды, а обратно вниз скатываются по линии наибольшего уклона, т. е. в общем по нормали к урезу. С каждой волной таким образом они продельвают определенный путь вдоль берега. По аналогичной схеме это происходит и на подводном склоне, где на перемещение наносов вдоль берега оказывают влияние как сами волны, так и волновые течения (см. рис. 19).

За время одного шторма происходят односторонние подвижки наносов. В зависимости от экспозиции данного участка берега и гидрометеорологических условий подвижки могут совершаться всегда в одном направлении (например, на боковых сторонах заливов) или попеременно в двух встречных направлениях. На тех участках, где в течение года преобладают косые волнения с одной стороны, возникает более или менее постоянное однонаправленное перемещение всей массы материала, которое называется вдольбереговым потоком наносов. Режим таких потоков очень сложен. Во многих местах они определяют очертания берега и строение береговой зоны. Там, где расход потока наносов уменьшается, берег нарастает, а на участках, откуда наносы преимущественно уносятся (т. е. поток усиливается), коренные породы обнажаются и подвергаются разрушению. Потоками наносов создается также большинство аккумулятивных береговых форм.

Ближкий к современному уровень океана и соединенных с ним морей установился 5—6 тыс. лет назад. За этот короткий срок по границе суши и моря возник комплекс своеобразных береговых форм рельефа, а также образовались накопления рыхлых (преимущественно грубозернистых) прибрежно-морских наносов, настолько своеобразных, что их изучение выделилось в самостоятельную отрасль литологии. В то же время на большей части морских и океанских побережий под воздействием факторов динамики береговой зоны происходило разрушение и отступление края суши — *абразия* берегов. Этот термин понимается обычно в том широком смысле, какой был пред-

ложен еще В. М. Девисом (Davis, 1912) и Д. В. Джонсоном (Johnson, 1919).

Во многих отечественных работах термином *абразия* определяются любые процессы разрушения берегов и подводного склона независимо от их состава и сложения. Но по исходному смыслу слово «абразия» (abrasion, лат.) означает соскабливание. Именно таким образом и формируются два главных взаимосвязанных элемента абразионных берегов — *клиф* и *бенч*, т. е. отодвигаемый морем береговой уступ и остающаяся перед ним частично надводная, а частично подводная полоса берегового склона. Поэтому, в частности, абразионными формами, будь то на суше или на подводном склоне, можно называть лишь те, которые выработаны в коренных породах. На берегах же наносных (намывных) или сложенных рыхлыми породами соскабливания не происходит, а идет *размыв*. Этот термин и следует употреблять в данном случае.

На дне, покрытом наносами, могут развиваться формы, близкие к эрозионным (обычно временного характера). В литературе на английском языке термин *эрозия берега* (coastal erosion) применяется и к коренным и к аккумулятивным берегам.

Согласно Джонсону, береговой цикл развития рельефа при постоянном среднемноголетнем уровне моря за длительное время может привести к срезанию крупных блоков суши до уровня волновой базы (глубина 200 м), т. е. до глубины, на которой самые крупные океанские волны уже не могут взмучивать самые мелкие частицы наносов. При этом берега абразионные (коренные) и аккумулятивные (наносные) проходят различные стадии развития (начальная, юности, зрелости, старости) по-разному, а исходные различия в рельефе их подводных склонов предопределены предшествовавшими вертикальными движениями данного участка суши (*берега поднятия* — аккумулятивные, *берега погружения* — абразионные). Указанные различия профилей по мере приближения к стадии старости сглаживались и бывшие аккумулятивные участки, неизвестно каким образом потерявшие накопленные ранее наносы, отступали так же, как и абразионные. Уже сам Джонсон подмечал ряд неувязок в своих схемах и был вынужден отдельно рассматривать берега *аллювиальные, нейтральные* и некоторые другие.

Советскими учеными в противовес этим построениям было выдвинуто положение о том, что аккумуляция и противоположный ей процесс — абразия определяются в первую очередь уклоном дна в береговой зоне. Приглубые берега преимущественно абрадируются, а отмели являются аккумулятивными. Они или нарастают в прошлом, или нарастают вплоть до настоящего времени.

Региональные исследования у берегов СССР показали правильность этой концепции. Одновременно было выявлено, что весьма важным фактором, предопределяющим абразионное или аккумулятивное развитие берега, является также *бюджет (баланс) наносов* как на отдельных участках береговой зоны, так и на больших ее протяжениях.

В абстрактные построения Джонсона советскими, а затем зарубежными учеными были внесены и другие поправки. В частности, это касается положения о формировании *профиля равновесия подводного склона*, который (профиль) вырабатывается при длительном воздействии на дно волн с одинаковыми или близкими параметрами или волнений с близкими спектрами волн, т. е. при примерно постоянном за продолжительное время волновом режиме. Если дно покрыто наносами, вырабатывается *аккумулятивный профиль равновесия*. Частицы наносов разной крупности занимают свои глубинные зоны и колеблются в сторону берега и обратно, оставаясь практически на одном месте. На малых глубинах и на пляже такое состояние достигается всего за несколько часов — формируется эфемерный по существу профиль равновесия для данного шторма. На абразионных берегах, где нет наносов или их очень мало, вырабатывается *абразионный профиль равновесия*, достигающий полного развития за значительно более длительное время, зависящее от устойчивости слагающих дно и берег пород к разрушению волнами. Такой профиль представляет собой выгнутую вверх кривую (рис. 2), в связи с чем уклоны в его внешней (нижней) части существенно больше, чем в приурезовой. В некоторых случаях близкие к таким очертания можно усмотреть и у осредненных за длительное время профилей дна на аккумулятивных берегах (Лонгинов, 1957), хотя, как правило, осредненные аккумулятивные профили равновесия, формирующиеся при избытке наносов на подводном склоне, бывают выгнуты; в противоположность абразионным они сравни-

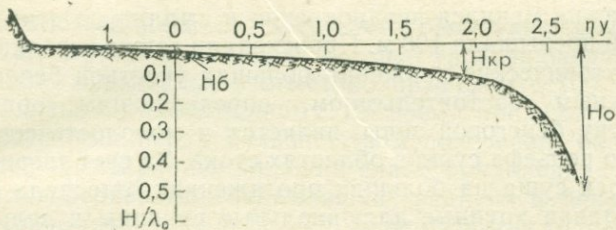


Рис. 2. Теоретический абразионный профиль равновесия в безразмерных координатах, по Б. А. Попову (1969):

η — коэффициент с размерностью, обратной длине (L^{-1}), постоянный и равный $0,01 \text{ м}^{-1}$, по В. В. Лонгинову (1957), и обратно пропорциональный длине волны в открытом море (λ_0), по Б. А. Попову (1972а): $H_0 = 0,5 \lambda_0$, $H_{\text{кр}} \approx \approx 0,15 \lambda_0$, $H_b = 1,28 h$, H — глубина, h — высота волны (см. волны), l — прямолинейный участок профиля в полосе прибойного потока (его длина обратно пропорциональна η)

тельно пологие в нижней части и более крутые в верхней.

Понятие *профиль равновесия* можно рассматривать и более широко. Д. Джонсон считал, что он вырабатывается как на берегу, так и на дне в стадии геоморфологической старости данного участка берега и что процесс его выработки в большой мере согласован с развитием рельефа широкой полосы прилегающей суши. Однако, и достигнув этого состояния, берег, по его мнению, продолжал бы очень медленно отодвигаться в глубь суши. Сейчас к такому представлению о профиле равновесия нужно подходить более осторожно. Так, более детальный анализ показывает, что развитие берега не завершается стадией старости, в понимании Джонсона, а за ней следует стадия стабилизации, когда профиль подводного склона приобретает предельные при данном волновом режиме параметры и стабилизируется, т. е. его смещение прекращается (Попов, 1972 а). В полной же мере положение о срезании морем крупных блоков суши справедливо лишь для термоабразионных берегов, чему в арктических морях есть много примеров (Попов, 1977).

Кроме того, применительно к современным берегам вообще нельзя говорить о непрерывности абразионных процессов, так как за время плейстоцена уровень Миро-

вого океана менялся неоднократно и амплитуда этих изменений превышала 100 м. Происходили также вертикальные тектонические движения больших участков берегов.

Важным обстоятельством, определяющим общую структуру береговой зоны, является и молодость современного рельефа суши в областях стока. За счет твердого стока рек суша на больших протяжениях оттесняла море, создавая крупные аллювиальные равнины и дельты. В целом к аккумулятивным областям относится примерно половина общего протяжения морских берегов Земли.

Таким образом, стабилизация профиля берегового подводного склона является необходимым, но не достаточным условием стабилизации контура берега. Для этого надо еще, чтобы и береговая линия приобрела равновесную форму. В стадии относительной зрелости берега такая линия во многих случаях представляет собой серию *равновесных аккумулятивных береговых дуг*, сопряженных в общих опорных точках (мысах), которыми могут быть или участки выхода к морю относительно слабо размываемых пород (абразионные мысы), или (при однородном составе пород, слагающих берег) более высокие, чем в вершине дуги, участки берега, или достаточно мощные аккумулятивные образования у устьев рек, или другого вида аккумулятивные мысы (см. *вогнутость береговой линии*).

Исследуя современную береговую зону, приходится иметь дело не только с современными процессами, но и восстанавливать историю ее развития. Лишь в голоценовое время развитие ее проходило в более или менее стабильных условиях. В зависимости от характера прибрежного рельефа и прочности горных пород, слагающих побережье, абразионный цикл даже в благоприятных условиях успел дойти лишь до стадии юности или ранней зрелости. На участках же развития прочных (метаморфических и изверженных) пород, где море за время голоцена вообще не смогло произвести заметной работы, мы можем встретить только формы ранней геоморфологической юности, а иногда и начальной стадии формирования берега. В доголоценовое время береговая линия мигрировала по шельфу и окраинам материков. Поэтому морфологические и литологические реликты береговой зоны сохранились во многих местах как на морском дне в области шельфа, так и на суше вдали от современного берега.

18780

Начало голоцена соответствует окончанию *фландрской трансгрессии*, в течение которой уровень океана постепенно повышался с отметок примерно — 100 м и стал близким к современному. Во время предшествовавшей регрессии перед большинством побережий океанов и морей простиралась широкая слабо наклоненная равнинная поверхность, занимавшая среднюю и верхнюю зоны современных шельфов. По мере развития трансгрессии на отлогом дне происходило перемещение масс наносов в сторону суши, в ходе которого осуществлялась их дифференциация. К берегу перемещался относительно крупный материал, мелкий же частично уносился в открытый океан, а частично оставался на шельфе. Данный процесс продолжался некоторое время и при стабильном уровне моря в последние тысячелетия. При этом из песчаных покровных отложений шельфа сформировались большие участки аккумулятивных берегов.

Наиболее распространенным типом таких берегов является *лагунный*. Коренной берег на нем отгорожен от моря узкой песчаной (реже гравийной, галечной, ракушечной) полосой берегового бара, за которым расположена узкая, вытянутая вдоль берега иногда на десятки и даже сотни километров акватория лагуны (этот термин понимается иногда более широко, как показано в разделе IV). Важно отметить, что чисто волновые процессы протекают на морской стороне берегового бара, а возникновение его в большинстве случаев связано с поперечным перемещением наносов по первично ровному отлоному дну. В настоящее время наиболее крупными очагами аккумуляции являются крупные речные дельты, или участки береговой зоны с большим числом устьев рек, твердый сток каждой из которых невелик (аллювиальные равнины).

Там, где уклоны поверхности шельфа были относительно большими, в ходе трансгрессии происходил размыв наносного плаща. Крупные компоненты наносов местами и сейчас залегают на поверхности шельфа или легко вскрываются при бурении. Реликтовые береговые образования в виде пологих террас или аккумулятивных форм в таких местах распространены достаточно широко. Еще интенсивнее в ходе трансгрессии море разрушало древние берега. Об этом свидетельствуют абразионные террасы и широкие, иногда погребенные бенчи. В ряде мест, где толща наносов на древних береговых

равнинах была невелика, рыхлый материал оказался смытым и коренное дно, лишь слегка обработанное волнами, протягивается далеко от современного берега. Яркий пример тому — западный берег среднего Каспия, где строение коренного дна на мелководье шириной во много километров выявлено аэрофотосъемкой (Шарков, 1964).

Сложность очертаний края материков и различия в форме бассейнов приводили к тому, что наряду с поперечным перемещением наносов происходило и продольное (вдольбереговое). За время фландрской трансгрессии этот процесс привел к тому, что крупные заливы и вогнутости коренного берега оказались местом отложения значительных масс наносов. Это предопределило относительную отлогость дна в указанных вогнутостях и образование крупных аккумулятивных форм в их береговой зоне. Наоборот, против выдвинутых участков побережья накопления наносов обычно малы или вовсе отсутствуют. Такие берега как абрадировались в ходе трансгрессии, так продолжают абрадироваться и сейчас.

В ходе фландрской трансгрессии береговая зона была существенно изменена. Положение крупных элементов морского берега, т. е. собственно края материков, несомненно определяется геологической структурой и тектоническим развитием данного региона. Однако в зависимости от гипсометрического положения, интенсивности и характера расчленения рельефа края суши, а также от состава горных пород очертания берегов в деталях оказались исключительно разнообразными.

Вторгаясь далеко в сушу по долинам, трогам (высокие широты) и другим депрессиям, море создавало ингрессионные берега, изрезанные заливами и бухтами самых прихотливых очертаний. Это происходило в областях развития прочных пород, которые слабо поддаются абразии. Относительно ровные берега располагаются или на участках слабого расчленения (иногда они вытянуты по линиям сбросов или вдоль крыльев складок), или там, где море успело за последние тысячелетия срезать полосу суши значительной ширины. В таких местах береговая линия отступила за пределы вершин бывших ингрессионных бухт.

Там, где оказался подтопленным край равнины или невысокого плато, сложенных податливыми к абразии породам или рыхлым материалом, берег вследствие аб-

разии и аккумуляции получил выровненные очертания в виде дуг с очень большим радиусом кривизны или даже прямолинейных участков. Заливы здесь отгорожены от моря *пересыпями*, а бывшие выступы берега срезаны абразией. На некоторых богатых наносами участках очертания берега могли даже усложниться по сравнению с первичными в результате образования *свободных аккумулятивных береговых форм* на участках, где волнами создавались узкие накопления наносов (*косы и стрелки*), выдвинутые в открытую акваторию.

Из всего изложенного легко понять, насколько сложны береговые процессы и сколь разнообразными могут быть формы и отдельные элементы береговой зоны. Очевидно также, что для анализа их развития необходимо восстанавливать все изменения по крайней мере за голоценовое время, и не только на изучаемом участке, но и на смежных. Это удастся сделать, применяя несколько методов исследования одновременно и охватывая объект изучения по возможности всесторонне. Лишь сопоставление комплекса данных по гидродинамике, литодинамике и геоморфологии может дать достаточно надежные результаты, особенно в том случае, если эти данные дают возможность построить математическую модель развития берега.

За последние годы практически на всех берегах выявлены определенные динамические единицы или системы, которые развиваются как одно целое и характеризуются определенными, свойственными каждой из них параметрами происходящих процессов. Системный подход к изучению береговой зоны наряду с математическим моделированием может поднять уровень исследований в данной области науки на более высокую ступень, что позволит давать достаточно обоснованные и более надежные прогнозы ожидаемых изменений в развитии берегов с учетом воздействия на него и техногенного фактора. Такие прогнозы требуются для проектирования портов, разработки мер борьбы с заносимостью их акваторий и подходных каналов, а главное, для защиты берега от разрушения волнами и для охраны береговых природных комплексов от техногенных воздействий, неизбежных при хозяйственном освоении побережий, в частности для рекреационных целей.

По последним данным, сообщенным на XXIII Международном географическом конгрессе (Москва, 1976 г.),

размыв берегов морей и океанов за последние 100 лет резко усилился и принял глобальный характер (Бёрд, 1977). Одной из причин этого являются техногенные воздействия (изъятие прибрежных наносов для строительства, возведение некоторых гидротехнических сооружений в береговой зоне и т. п.). Поэтому указанная проблема имеет международное значение.

Для понимания закономерностей динамики и геоморфологии морских берегов и береговой зоны полезно иметь представления о следующих общих терминах, понятиях и определениях.

БАЛАНС НАНОСОВ — соотношение прихода и расхода наносов на ограниченном участке береговой зоны, характеризующее равенством сумм их приходных и расходных статей за определенный промежуток времени. Обычно это соотношение выражается в единицах объема (m^3) за год. Понятие Б. н. проистекает из фундаментального физического закона сохранения вещества в природе и поэтому является универсальным. Приходную статью Б. н. в основном составляет материал, поступающий в результате абразии берега, из рек, выпадающий из вдольберегового потока наносов и подаваемый с глубины путем поперечного перемещения наносов. Расходная часть состоит из материала, выносимого с данного участка вследствие его размыва, из потерь на истирание наносов и возможное их растворение в пределах участка, возможных техногенных изъятий (например, при разработке прибрежно-морских россыпей, пляжевых и подводных карьеров) и других потерь. Если при составлении Б. н. выявляется накопление материала на участке, баланс называется активным; если же при этом выявляется размыв — пассивным. Употребляемые иногда выражения «положительный» или «отрицательный» Б. н. неправильны, поскольку в сумме баланс всегда равен нулю (его положительная и отрицательная части равны).

В некоторых случаях понятие Б. н. неправомерно распространяется на вдольбереговые потоки наносов (В. п. н.) или целые литодинамические системы (Л. с.), что вносит в их анализ существенную путаницу. Действительно, для В. п. н. выпадение материала относится к расходной статье, но отнюдь не приходной, как для Б. н., а размыв — наоборот. Кроме того, в балансах В. п. н. и Л. с. содержатся дополнительные приходные и расходные статьи. В связи с этим в последние годы вошел в упот-

ребление термин *бюджет наносов*, характеризующий баланс материала в указанных потоках и системах.

БАНКА (bank, shoal) — локальное пологое возвышение дна, обычно сложенное наносами или рыхлыми породами. На прибрежных мелководьях банки влияют на развитие берега, частично защищая его от волн и являясь иногда источником поступления на него наносов (например, Гудаутские банки у кавказского побережья Черного моря).

БАТИГРАФИЧЕСКАЯ КРИВАЯ — интегральный график распределения глубин в береговой зоне. Б. к. служит средством изучения рельефа береговой зоны, в основном подводного берегового склона. Совмещенные батиграфические кривые какого-либо участка береговой зоны, построенные по съемкам через разные интервалы времени, применяются для *изучения* бюджета наносов.

БЕРЕГОВАЯ ЛИНИЯ — среднегодовое положение *уреза воды*.

БЕРЕЖННЕЕ — см. *мористее*.

БУХТА (bay) — небольшой залив, значительно отчлененный мысами или островками от основного водоема и обладающий специфическими чертами внутреннего режима. Геоморфологическим признаком Б. (в отличие от *вогнутости береговой линии*) является аккумуляция в ее вершине наносов, поступающих в результате их встречных миграций вдоль прилегающих к Б. отрезков открытого берега или доставляемых потоком наносов.

Различают открытые и закрытые Б. В вершинах последних волновой режим значительно ослаблен по сравнению с прилегающей акваторией, а в вершины узких Б. морское волнение может вообще не проникать.

ВЗМОРЬЕ — прибрежная полоса моря, включающая бухты, небольшие заливы и острова. Определение предложено Н. Н. Зубовым и А. В. Эверлингем (1940). Иногда применяется термин *прибрежье* с тем же значением.

ВОГНУТОСТЬ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ — открытая бухта с отношением глубины вреза к расстоянию между ограничивающими мысами меньше единицы. Синонимы: *береговая дуга, лукоморье, излучина, пазуха берега*. Динамически В. б. л. отличается от бухты или залива тем, что при остром угле между ее хордой (*равновесная аккумулятивная береговая дуга*) и энергетической равнодействующей волнения в вогнутости вдоль береговой ли-

нии может проходить вдольбереговой поток наносов. Формироваться В. б. л. могут, в частности, при *селективной абразии*, когда между двумя устойчивыми участками берега залегают менее прочные породы. Часто В. б. л. образуется путем заполнения (*аккумулятивная терраса*) или перегораживания (*пересыпь*) бывших бухт. На аккумулятивных берегах В. б. л. могут представлять собой ритмические формы обычно небольшого размера. Степень вреза любых В. б. л. зависит от структуры *волновой равнодействующей* (Зенкович, 1962).

Если эта структура такова, что *энергетические равнодействующие волнения*, рассчитанные отдельно для волнений, подходящих к берегу с обеих сторон от нормали к хорде, дают существенно разные по величине встречные вдольбереговые составляющие, формируются асимметричные береговые дуги (рис. 3б); если же величины указанных составляющих примерно равны, дуги получаются симметричными (рис. 3а) или близкими к ним. Формирование первых экспериментально исследовал Р. Сильвестр (Silvester, 1962 а, б), а процесс образования вторых анализировался Б. А. Поповым (1965, 1966 а). Симметричные В. б. л. (береговые дуги) в зависимости от условий формирования могут иметь вид дуги, или параболы, или окружности. Первые (*внутренние береговые дуги*) связаны преимущественно с отмельными берегами и формируются под воздействием волн малой крутизны (см. *волны*), вторые (*внешние береговые дуги*) образуются у приглубых берегов. Обычно внешние дуги охватывают значительные участки акватории и их опорные мысы выступают далеко в море, а внутренние располагаются по их периметру в сравнительно узкой прибрежной полосе.

В сравнительно небольших или мелководных водоемах, в которых возбуждаются преимущественно короткие крутые волны, а послештормовой зыби практически не бывает, должны формироваться внутренние береговые дуги с более далеко выступающими в море опорными мысами. В узких, вытянутых примерно по направлению преобладающих ветров бассейнах выдвигание аккумулятивных опорных мысов с двух противоположных берегов вследствие формирования на них глубоко врезанных внутренних дуг может привести к смыканию вершин мысов и, следовательно, к расчленению водоема на ряд более мелких округлых или овальных, что находится в близком

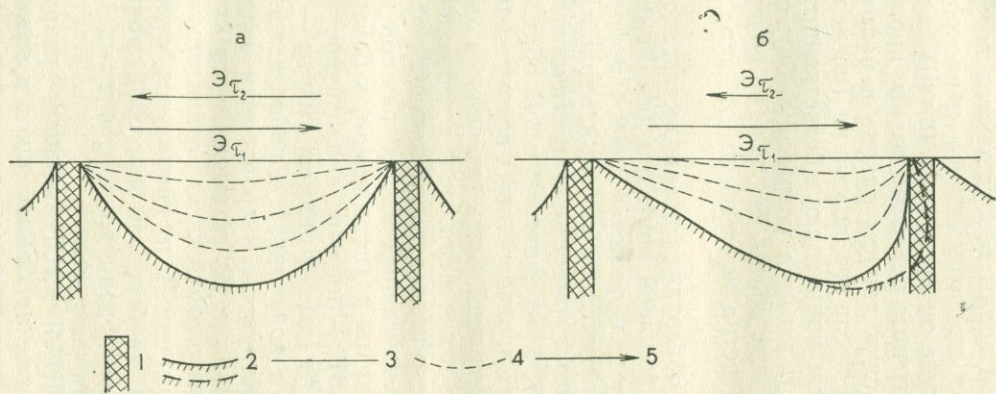


Рис. 3. Симметричная (а) асимметричная (б) равновесные береговые дуги:

1 — опорные мысы; 2 — береговая линия; 3 — хорда; 4 — промежуточные положения дуги; 5 — среднесуточные вдольбереговые потоки волновой энергии слева (\mathcal{E}_{τ_1}) и справа (\mathcal{E}_{τ_2}) от нормали к хорде

соответствии с положением об эволюции удлиненных акваторий (Зенкович, 1952).

ВОЛНЕНИЕ — распространение волн по поверхности моря. Различают три типа В., а именно: ветровое (*sea — waves*), при котором волны возбуждаются ветром, все время находятся под его воздействием и распространяются в ту сторону, куда он дует; *зыбь* (*swell*), к которой относятся либо остаточные ветровые волны, продолжающие распространяться в данном районе в направлении дувшего ранее ветра после его затухания (послештормовая зыбь), либо волны, пришедшие в безветренный район из отдаленной области шторма (мертвая зыбь); смешанное волнение — ветровые волны, бегущие по поверхности зыби в направлении ветра независимо от направления самой зыби.

При ветровом В. образуются преимущественно короткопериодные волны большой крутизны (см. волны), которые на мелководье подвергаются слабой *рефракции* и поэтому создают сравнительно сильный вдольбереговой эффект (см. *прибрежные волновые энергетические характеристики* в разд. IX), благоприятствующий образованию относительно мощных вдольбереговых потоков наносов и больших размахов миграций. Зыбь (особенно в океанах), как правило, бывает длиннопериодной с небольшой крутизной, вследствие чего подвергается сильной рефракции и создает относительно слабый вдольбереговой эффект, но сильный поперечный (нормальный к берегу).

ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ — понятие, аналогичное термину силовое поле в физике. В прямом смысле — энергетическое поле волнения, т. е. распределение волновой энергии в пространстве и во времени в пределах береговой зоны. Конкретно В. п. выражается *прибрежными волновыми энергетическими характеристиками*. В более общем понимании В. п. называется суммарное проявление действия на берег и береговой подводный склон всей совокупности волн данного шторма или последовательной серии штормов.

ВОЛНОПРИБОЙНАЯ ЗОНА — зона разрушения волн. Называется также *прибойной зоной* и *зоной бурнов*. Вместе с прибойным потоком это наиболее динамически активная часть береговой зоны.

ВОЛНОПРИЛИВНОЕ ПОЛЕ — в прямом первоначальном смысле (Попов, 1961 а) означает суммарное энергетическое поле волн (см. *волновое поле*) и прилив-

ных течений. Трактуются также (Медведев, 1965) как суммарный эффект воздействия на береговую зону волнений и прилива.

ВХОДЯЩИЙ УГОЛ (reentrant angle), или пазуха берега, — участок изменения экспозиции берега относительно *энергетической равнодействующей волнового режима*, в результате чего падает *емкость потока наносов*. Наличие В. у. может служить причиной формирования *примкнувшей аккумулятивной террасы*.

ВЫДВИЖЕНИЕ БЕРЕГА — смещение береговой линии в сторону моря, обусловленное или развитием процесса аккумуляции в береговой зоне (в этом случае говорят о нарастании берега), или относительным понижением уровня моря (см. *относительные колебания уровня моря*), или техногенными воздействиями, наиболее существенны из которых отсыпка искусственных пляжей и осушение прибрежных территорий (см. *польдеры*).

ГРУНТ ДОННЫЙ — горная порода или наносы на поверхности дна; их состав и основные физические свойства. Термин гидрографический, но часто применяется при картировании морского дна и при водолазных исследованиях.

ГРЯДА — риф сильно удлиненных очертаний. Иногда так называют наносные образования, если они располагаются группами поперек относительно более крупных форм. Коренные и глыбовые Г. на мелководьях северных морей СССР называют *коргами* и *кошками*. Мелкие Г. формируются на *бенчах*, сложенных прочной слоистой породой, на участках ее крутого падения.

ГУБА — поморское название заливов и бухт различного строения и очертаний в северных и арктических морях. Крупнейшими Г. являются Байдарацкая, Обская (Карское море), Чаунская (Восточно-Сибирское море), Пенжинская (Охотское море).

ЗАЛИВ (gulf) — в соответствии с ГОСТом по океанологии, часть океана (моря), выдающаяся в сушу и слабо отчлененная от основного водного бассейна.

ЗОНА ЗАПЛЕСКА — термин, применяемый иногда к полосе очень слабого прибоя (см. *прибойный поток*).

ИЗВИЛИСТОСТЬ БЕРЕГА — понятие, характеризующее увеличение длины береговой линии (Б. л.) за счет ее изгибов и извилин. Согласно положениям так называемой геометрической морфологии (Бобрик, 1925), И. б.

определяется величиной коэффициента извилистости

$$K_{и} = \frac{L}{l} - 1,$$

где L — полная длина участка Б. л.; l — длина соединяющей его концы геодезической линии, извилистость которой всегда равна нулю.

Очевидно, что И. б. характеризует и степень расчлененности берега, т. е. дает достаточно полное представление о его изрезанности.

КАНЬОНЫ ПОДВОДНЫЕ — глубокие крутосклонные долины, прорезающие материковый склон и иногда шельф. Длина их может превышать 400 км, а относительная глубина вреза — 3 км. Крутизна склонов обычно составляет от 20 до 45°, но в коренных породах они бывают почти отвесными. Значение К. п. во взаимодействии моря и суши заключается в том, что они служат путями перемещения продуктов разрушения материков на абиссальные океанические глубины. Перенос илистого материала происходит в виде *мутьевых (суспензионных) потоков*, а песчаного и более крупного — путем *крипа*. Перемещаясь, наносы производят эрозионную работу, т. е. углубляют ложе каньона.

К. п. бывают врезаны в коренные породы, даже такие прочные, как базальт и гранит. Однако на больших глубинах их боковые откосы сложены преимущественно илом. Каньоны меньших размеров называются подводными оврагами. Вершины каньонов часто разделены на серию притоков (отвершков) меньшего размера.

К. п. широко распространены, в частности, вдоль черноморских берегов Грузии. По ним уходит на глубины большая часть речного аллювия, а во многих местах и пляжевый материал. Вреднейшее воздействие на берега оказывают каньоны, вершины которых выходят на глубины около 10 м и менее. К таковым относится один из пицундских каньонов (Акула), серия кодорских каньонов, а также Ингурский, Рионский, Супсинский, Бурун-Табийский и Чорохский. В каждом из них ежегодно теряются десятки и сотни тысяч кубических метров наносов. Некоторые каньоны в настоящее время углубляются и их отвертки приближаются к берегу.

Несмотря на то что рельеф ряда К. п. и состав породы их ложа и боковых склонов достаточно хорошо известны,

происхождение этих форм рельефа остается во многом загадочным. Ни одна из предложенных гипотез не является универсальной. Большинство советских ученых приписывают К. п. первично-тектоническое происхождение (трещины и разломы земной коры). В плейстоцене рельеф вершин каньонов был существенно переработан в процессе неоднократных изменений уровня моря (Шепард, Дилл, 1972; Леонтьев, Сафьянов, 1973).

КОРЕННОЙ БЕРЕГ — берег, сложенный прочными, сцементированными породами. К. б. может подвергаться *абразии*, а короткие его участки часто являются опорными точками, определяющими конфигурацию расположенных между ними аккумулятивных тел и местоположение *корневых частей свободных аккумулятивных береговых форм*, а также опорными мысами береговых дуг.

КОРГА—удлиненная гряда в прибрежной полосе моря, сложенная обычно ледниковым (валунным) материалом (на Белом и в Баренцевом морях). Иногда К. или каргами (на оз. Байкал) называют удлиненные аккумулятивные образования и *песчаные подводные валы* (см. *кошка*).

КОШКА — местное название кос, подводных песчаных валов и *береговых баров* в северных и дальневосточных морях СССР. Иногда так называют приустьевые бары. Первое описание К. дано Ф. Литке (1835) для берегов Камчатки.

КРИП (сгеер) — медленное стекание или сползание поверхностного слоя наносов по крутым склонам и по ложу подводных каньонов. Этот процесс свойствен не только илистым, но также песчаным и галечным отложениям и происходит без влияния волнений и прибрежных течений, а исключительно под действием силы тяжести.

ЛИНИЯ ЗАПЛЕСКА — верхняя граница прибойного потока.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ — описание какой-либо физической системы (процесса, явления) математическими символами в виде функциональной зависимости (уравнения), связывающей переменные величины, характеризующие некоторое состояние данной системы, с переменными, характеризующими проявления воздействующих на нее факторов. Если такое воздействие осуществляется непосредственно и явно, указанная переменная является аргументом М. м. (применительно к береговым

процессам это—проявления активных факторов динамики береговой зоны). Если же оно проявляется неявно (например, через воздействие на другие факторы, приводящее к изменению характера или интенсивности их влияния на систему), то отображающая его величина представляет собой независимую переменную, или параметр *М. м.* (это относится к большинству пассивных факторов динамики береговой зоны). *М. м.* может включать также различные коэффициенты, характеризующие условия протекания процесса и физические константы.

В основу *М. м.* обычно закладываются уже известные физические представления или логически обоснованные соображения об исследуемом явлении или процессе. Часто при этом делается ряд упрощающих допущений, облегчающих решение задачи в первом приближении. Постепенно усложняя *М. м.* и вводя в нее новые, не учтенные ранее факторы, можно получить результат, сколько угодно близкий к действительности. Такие *М. м.* могут быть использованы для прогнозирования и реконструкции развития морского берега как в научных, так и в прикладных целях.

В последнее время *М. м.* все более широко применяются для решения разнообразных задач динамики береговой зоны. Примеры построения и анализа таких моделей можно найти, например, в работах И. Ф. Шадрина (1961), Н. В. Есина (1965, 1966; Есин, Скоркин, 1970), Б. А. Попова (1965, 1966а, б).

МОРИСТЕЕ — далее в сторону моря от чего-то уже известного. Аналогичное значение, если иметь в виду противоположное направление, имеет слово «бережнее». Оба слова заимствованы из морского лексикона и употребляются только в сравнительной степени. Употреблять прилагательные мористый (ая, ое), бережной (ая, ое) неправильно.

МЫС — небольшой участок суши, выдающийся в море. Устойчивые *М.* бывают сложены коренными породами. *М.* у низких участков суши являются обычно оконечностями аккумулятивных береговых форм.

НАВЕТРЕННАЯ СТОРОНА (сооружения, мыса, острова) — в прямом смысле сторона, обращенная навстречу ветру. Обычно так называют и сторону, обращенную навстречу преобладающему направлению подхода волн при данном волнении. Противоположная, закрытая от ветра или волнения сторона называется *подветренной*. Ана-

логичный смысл имеет определение наветренный или подветренный берег, если рассматривать его как границу суши. Если же считать его границей моря, смысл указанных терминов меняется на обратный (см. *длина разгона волн*).

НАГОНЫ — повышение уровня в береговой зоне в результате переноса в нее воды из открытого моря главным образом под действием волнений и ветра. В первом случае (волновой нагон) это обуславливается волновым переносом, во втором (ветровой нагон) — тангенциальным напряжением, создаваемым ветром на поверхности воды. Величина волнового H , т. е. разница между нагонным и среднемноголетним уровнями, определяется на основе теории одиночных волн (Манк, 1951) уравнением:

$$\Delta H_{\text{вол}} = \frac{13,7}{g} \left(\frac{h_{\delta}}{\tau} \right)^2,$$

в котором g — ускорение силы тяжести; h_{δ} — высота волны (см. *волны*) на первой линии обрушения волн (морская граница волноприбойной зоны); τ — период волны. Поскольку параметры волн ограничиваются предельно возможной их крутизной (в природных условиях около 0,1), $\Delta H_{\text{вол}}$ тоже имеет определенный предел (по некоторым данным (Мустафин, 1970), примерно 1,8 м).

Величина ветрового H может быть больше, особенно в вогнутостях берега, бухтах, заливах, эстуариях. Она определяется соотношением (Schalwiik, 1947)

$$\Delta H_{\text{вет}} = k \frac{U^2 x}{2gH} \cos \alpha,$$

где k — безразмерный коэффициент, зависящий от отношения H и ориентировочно заключенный в пределах от $6 \cdot 10^{-3}$ до $12 \cdot 10^{-3}$ (Технические условия., 1960); H/λ — скорость ветра,

x — длина разгона волн;

H — глубина на участке нагона,

α — угол между направлением ветра и геометрической осью нагонной части водоема, а для открытых берегов — нормалью к береговой линии.

Обычно ветровой и волновой H проявляются совместно, создавая общий ветроволновой H , величина которого может быть весьма существенной. Так, в районе мыса Св. Нос (море Лаптевых) наиболее высокий из за-

регистрованных Н. был более 5 м и сопровождался значительными разрушениями берега. На отмелях берегах, примыкающих к низким приморским равнинам, суша при Н. заливаается на много километров, превращаясь ненадолго в морское дно. В Восточно-Сибирском море (район Меркушиной стрелки) такая нагонная осушка — аналог приливного марша — достигает ширины около 50 км.

Иногда возникают барические Н., обусловленные перепадом атмосферного давления над открытым морем и береговой зоной, но они не всегда сопровождаются волнением и поэтому в общем менее разрушительны.

НЕВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ — различные процессы развития берега, не связанные с волнением. К ним относится вынос аллювия реками (см. *аллювиально-морской берег*), воздействие ветра, проявления жизнедеятельности морских организмов (см. *биогенный берег*), обвалы (см. *обвальный берег*), осыпи (см. *осыпной берег*), оползни, ряд процессов, обусловленных факторами широтной зональности, техногенные воздействия на берега и некоторые другие естественные и антропогенные процессы.

ОТКРЫТЫЙ БЕРЕГ — берег, не защищенный от воздействия волн островами, мысами, подводными банками или другими препятствиями. Различается также бухтовый О. б. Берег, защищенный от прямого воздействия волн, называется *закрытым*.

ОТМЕЛЫЙ БЕРЕГ — берег, характеризующийся уклонами прибрежного дна менее 0,01. При таких уклонах на дне могут находиться или песчаные наносы, или обнаженная плита коренных пород. Волны перед О. б. разрушаются по типу скользящего буруна. Если указанные уклоны больше 0,03, то берег называется приглубым. Разрушение волн перед ним происходит по типу ныряющего буруна (см. *разрушение волн*).

ОТМЕЛЬ БЕРЕГОВАЯ — гидрографический термин, обозначающий полосу прибрежного мелководья, обычно с глубинами менее 20 м. От остальной части береговой зоны она иногда отделяется полосой относительно больших уклонов дна.

ОТСТУПАНИЕ БЕРЕГА — смещение береговой линии в сторону суши в результате абразии, относительного повышения уровня моря (см. *относительные колебания уровня моря*) или техногенных воздействий (например, раз-

работка прибрежно-морских россыпей, пляжевых и подводных карьеров).

ПЛИТА — термин, применяемый в гидрографии. Обозначает плоское каменное дно. По геоморфологической терминологии, может быть бепчем.

ПОДВОДНЫЙ ЛАНДШАФТ береговой зоны — совокупность физико-географических условий, охватывающих геологическое строение и покров наносов, свойства и динамику водной среды, рельеф дна, донную флору и фауну. Указанные элементы, кроме первого, закономерно изменяются с глубиной. Состав биоценозов зависит от климатических условий и солености бассейна или данной его части. В целом П. л. обнаруживают исключительное разнообразие. Их изучение представляет интерес для анализа поступления в береговую зону органогенного и обломочного материала со дна, защитной роли водорослевого покрова и т. п. (Петров, 1973).

ПОЛУОСТРОВ — выдающаяся в акваторию часть суши, окруженная с трех сторон водой. Коренные полуострова (см. *коренной берег*) подразделяются на две группы: отчленившиеся, являющиеся продолжением материка в геологическом отношении, и причленившиеся, не связанные с материком в геологическом смысле, т. е. представляющие собой самостоятельные части суши, присоединившиеся к матерiku (например, п-ов Индостан). Следует также выделить аккумулятивные П., созданные морскими волнами при различных уровнях моря (например, Бузачи в Каспийском море). Некоторые П. возникли в результате причленения к берегу бывшего острова вследствие образовавшейся между ними аккумулятивной перемычки наносной суши (*переймы*).

ПРИЛИВЫ — волновые движения вод Мирового океана (для внутренних морей это явление не характерно), обусловленные приливообразующими силами Луны и Солнца и вызывающие изменения уровня океана, смещающиеся в направлении распространения приливной волны (с востока на запад). Приливные волны в отличие от других видов морских волн (см. *волнение, цунами*) относятся к регулярным, т. е. наблюдаются всегда. В открытом океане их длина может достигать многих километров и они, таким образом, практически во всех случаях взаимодействуют с дном, особенно в зоне шельфа, где происходит их трансформация, сопровождающаяся существенной потерей энергии. У значительной части бе-

регов Мирового океана высота приливной волны, т. е. величина прилива (иногда ее неправильно называют амплитудой), определяемая разностью уровней моря при последовательных малой воде (М. в.) (самый низкий уровень в интервале одного периода его приливных колебаний) и полной воде (П. в.) (самый высокий уровень за время одного периода), не превосходит 1 м. Значительно более высокие приливы отмечаются в эстуариях и устьях, где их величина может быть на порядок больше. Промежуток времени между наступлением М. в. и П. в. считается периодом прилива. Фаза повышения уровня между М. в. и П. в. есть собственно прилив, а фаза его понижения от П. в. до М. в. — отлив.

В полнолуние и новолуние, т. е. в сизигию, В. п. бывает наибольшей (сизигийный прилив); при первой и последней четвертях Луны, т. е. в квадратуру, — наименьшей (квадратурный прилив).

Выделяют следующие основные типы приливов: полусуточные (с периодом 12 час. 25 мин.), отличающиеся тем, что каждые сутки бывают две П. в. и две М. в.; неправильные полусуточные, при которых отмечается заметная суточная разница соответствующих экстремальных положений уровня; суточные, когда в течение суток бывает одна П. в. и одна М. в.; неправильные суточные, характеризующиеся тем, что при малых склонениях Луны становятся полусуточными со значительно меньшей П. в.

Особо выделяются П. на прибрежном мелководье. На малых глубинах резкая трансформация приливной волны приводит к неравенству фаз поднятия и падения уровня. Такие П. наиболее характерны для Белого и Северного морей. В мелководных узкостях отмечаются двойные полусуточные П., когда на фоне полусуточного П. появляются дополнительные П. в. и М. в. Аномальным видом прилива является также *бор* (маскаре, поророка), представляющий собой сильно деформированную приливную волну, распространяющуюся вверх по эстуарию или реке в виде одной или нескольких одиночных волн с очень крутым фронтальным склоном гребня без четко выраженной ложбины (см. *волны*) сзади него. В результате при прохождении бора возникает резкий перепад уровня (до 9,3 м). Образование бора обусловлено неравенством скоростей распространения гребня и подошвы приливной волны, определяемым формулой Рассела:

$$c^2 = g \left(H \pm \frac{A}{2} \right),$$

где c — скорость распространения гребня или подошвы; g — ускорение силы тяжести; H — глубина; A — величина прилива, которая берется со знаком «плюс» при вычислении скорости гребня и со знаком «минус» при определении скорости подошвы. В момент когда гребень волны догоняет подошву, бор приобретает вид вертикальной обрушивающейся водяной стены.

ПРОЛИВ (strait, channel) — относительно узкая часть океана, моря или крупного водоема, простирающаяся между двумя участками суши и соединяющая водные пространства.

РИФ (reef) — подводное возвышение, сложенное прочными породами или их крупными обломками. Иногда резко отграничено от прилегающего дна крутыми откосами. Особо выделяются коралловые рифы, распространенные в тропических и субтропических бассейнах.

СВАЛ ГЛУБИН — резкий перегиб профиля берегового подводного склона близ внешней границы береговой зоны. Бывает хорошо выражен вблизи оконечностей растущих свободных аккумулятивных береговых форм (коса Тендра, мыс Пицунда на Черном море, коса Хель на Балтийском море и т. д.). С. г. часто образуются по краям *авандельт* и у вершин подводных каньонов, вторгающихся в пределы береговой зоны.

СГОНЫ — понижения уровня в береговой зоне, как правило, под действием ветров, дующих с берега или вдоль него. Величина S может достигать 1—2 м, а в редких случаях и более. При этом у отмелых берегов осушается широкая (иногда до нескольких километров) полоса подводного берегового склона — сгонная ветровая осушка — аналог приливной. Возможны и барические сгоны (см. *нагоны*) примерно такой же величины.

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД к изучению береговой зоны — метод, основанный, в частности, на том, что значительные ее участки представляют собой единые сложно развивающиеся системы (cells), которые принято называть динамическими комплексами или литодинамическими системами. Для теоретического исследования протекающих в такой системе процессов необходимо учитывать воздействие всех влияющих на ее

эволюцию факторов в их взаимодействиях. Типичной системой описываемого рода является участок береговой зоны, полностью включающий *вдольбереговой поток наносов* или участок *миграции наносов* в пределах береговых дуг. При изучении таких систем и прогнозировании их дальнейших изменений необходимо знать свойства пород, слагающих берег, характер проявления активных факторов динамики береговой зоны (в основном волн и течений), тип источников наносов, расход последних на *истирание* и *аккумуляцию*, а также значения иных потерь (вынос на глубину и пр.).

УГОЛ ВИДИМОСТИ — угол, под которым с данной точки берега виден блокирующий его объект (*остров, волнолом* и т. д.), от которого к берегу падает *волновая тень*. Понятие, аналогичное понятию *п а р а л л а к с* в астрономии. Р. Я. Кнапсом (1950) установлено, что для аккумуляции наносов в волновой тени У. в. должен быть не менее 14°.

УРЕЗ ВОДЫ — линия пересечения берегового подводного склона с поверхностью моря при отсутствии волнения. Положение У. в. непостоянно, оно зависит от колебаний уровня моря, обусловленных приливами, нагонами и иными причинами.

УРОВЕНЬ МОРЯ — высота поверхности невзволнованного моря, измеряемая относительно некоторого условно принятого за нуль горизонта. У. м. не всегда и не везде постоянен; в приливных морях он изменяется по фазам прилива, в неприливных — в зависимости от нагонов и сгонов, а также некоторых других причин (атмосферное давление, речной сток). Фиксация У. м. является непременным условием при проведении промерных работ. Во всех морях СССР исходный уровень отсчитывается от нуля Кронштадтского футштока.

ШИРОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ — проявление в морфологии и динамике морских берегов активных и пассивных климатических и обуславливаемых ими биологических активных и пассивных факторов. В низких широтах особые типы берегов создают кораллы и мангровая растительность. В теплом и влажном климате химическое выветривание горных пород служит причиной поступления к морю из рек огромных масс илистого материала специфического состава. В высоких широтах специфическими факторами Ш. з. являются морозное выветривание слагающих берег пород, ледовый

фактор (см. *глубоководное море* и *длина разгона волн*) и *термическая абразия* берегов. В областях плейстоценовых оледенений распространены типы берегов, связанные с прежней экзарационной и аккумулярующей деятельностью льда. В целом важная проблема Ш. з. еще недостаточно разработана (Каплин, 1973).

ЭНЕРГИЯ БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ — условный термин, предложенный В. Прайсом (Price, 1956). Различаются берега нулевой, слабой, средней и высокой энергии, в понятие которой включаются проявления действия волн, течений и приливов. Никаких численных критериев Э. б. п. не выработано. Тем не менее этот термин широко применяют в зарубежной литературе. Опытный исследователь легко отнесет изучаемый берег по морфологическим признакам к тому или другому типу Э. б. п., однако даваемые при этом характеристики имеют пока лишь чисто описательный характер.

ЯМА — изолированное углубление дна в береговой зоне. Удлиненные Я. могут создаваться *разрывными* и *приливными* течениями. Образуются также в зонах влияния бун и молов.

ЯР — название высоких крутых береговых обрывов и клифов, обычно заметных с моря издалека, например Ойгосский и Капташинский яры на берегу Восточно-Сибирского моря.

II. ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Гидродинамика береговой зоны представляет собой раздел общего учения о береговой зоне морей и океанов, охватывающий исследования движения воды в ее пределах.

Как уже отмечалось в разд. I, ведущим механизмом движения воды в береговой зоне является *ветровое волнение и зыбь*. Кроме того, эта зона — арена действия *приливных, ветровых и постоянных* течений. Гораздо более скромную роль в ее гидродинамике играют течения, возникающие из-за разности уровня на смежных участках, например в относительно замкнутой акватории (эстуарии или заливе) и в открытом море, вследствие избыточного притока воды в устья рек, а также разнообразные движения воды, вызываемые сейшми, внутренними волнами, краевыми волнами, цунами и некоторыми другими явлениями.

Расчеты общего *потока волновой энергии* к берегам Мирового океана, выполненные автором, показали, что минимальная его величина составляет около $3,1 \cdot 10^9$ кВт. Расчеты диссипации приливной энергии у океанских побережий дают $2,7 \cdot 10^9$ кВт (Ocean Research, 1974). Другие гидродинамические факторы существенно уступают по своему значению действию волн и приливов. Крупные постоянные океанические течения на мелководьях рассеивают около $0,2 \cdot 10^9$ кВт, а все другие источники энергии — внутренние волны, сейши, цунами, краевые волны, стоковые течения рек — не более $0,1 \cdot 10^9$ кВт (Inman, Brush, 1973).

В условиях волнений в береговой зоне возникает сложная система циркуляций, включающая как поперечные перемещения воды (*волновой перенос* в сторону берега, *компенсационные* и *разрывные течения*, направленные в сторону моря), так и продольные — *вдольбереговые энергетические течения*. Источником энергии последних является *вдольбереговая составляющая* потока энергии волн, величина которой зависит как от параметров по-

следних (см. *волны*), так и от угла подхода их к морской границе береговой зоны, а в общем случае — от экспозиции берега по отношению к направлению распространения волн при преобладающих волнениях. При действии ветра в береговой зоне возникают ветровые, в том числе *дрейфовые*, течения. Взаимодействие волн с подводным береговым склоном проявляется, в частности, в их *рефракции, трансформации и разрушении*. Неоднородность геоморфологических условий на подводном склоне приводит к образованию местных градиентов уровня, вызывающих возникновение *градиентных течений*. К их возникновению может приводить также действие ветра в береговой зоне.

Постоянный перенос воды в сторону берега, наложенный на знакопеременное орбитальное движение, ведет к появлению *асимметрии волнового потока*, которая сопровождается особенно важными следствиями для движения наносов в придонном слое. Скорость орбитального движения воды в волне, так же как и скорость волнового переноса, быстро затухает по глубине. Оба указанных фактора определяют наибольшую интенсивность действия волн и волновых течений в верхней части береговой зоны.

В гидродинамическом режиме береговой зоны важную роль играет смена интенсивности волнения. В связи с определением специфического характера циркуляции прибрежных вод во времени в любом штормовом волнении можно выделить три стадии — развития (нарастания), стабилизации и затухания. В зависимости от соотношения длительностей фаз развития и затухания или суммарной волновой энергии в этих фазах, существенно изменяется и направление процессов развития *подводного берегового склона и пляжа*, сложенных подвижными наносами.

Другим важнейшим механизмом движения вод в береговой зоне являются *приливные течения*. Они могут выступать в качестве самостоятельного динамического фактора и в разнообразных сочетаниях с волнением. Действие приливных течений особенно эффективно в проливах и эстуариях. Имеющиеся материалы измерений скоростей приливных течений позволяют говорить об их асимметрии, подобной асимметрии волнового потока.

При гидродинамических исследованиях в береговой зоне полезно иметь представление о следующих терминах, понятиях и определениях:

АСИММЕТРИЯ ВОЛНОВОГО ПОТОКА — неравенство величины и длительности действия прямых и обратных орбитальных волновых придонных скоростей, вызываемое трансформацией волны и переносом воды волновым потоком. В связи с преобладанием в придонном слое переноса жидкости в направлении движения волны возникает так называемая положительная (т. е. направленная в сторону берега) А. в. п. Описана А. в. п. может быть двумя способами — дифференциальной и интегральной характеристиками (Шуляк, 1971). Дифференциальная характеристика асимметрии (S_θ) представляет собой отношение экстремальных орбитальных скоростей в фазе гребня (u^+) и в фазе ложбины волны (u^-), т. е. $S_\theta = u^+/u^-$. Для придонного слоя на конечной глубине она может быть записана в функции параметров волн (см. *волны*) и глубины:

$$S_\theta \approx 1 + \frac{\alpha}{ShkH} \cdot \frac{\pi h}{\lambda},$$

где H — глубина; h и λ — соответственно высота и длина волны; $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ — волновое число.

При $\alpha = 1$ (по Стоксу) это выражение дает характеристику А. в. п. потока неограниченной протяженности. Для придонного слоя в канале ограниченной длины $\alpha = 2,5$ (согласно Лонге-Хиггинсу). Изменение величины волнового переноса связано с возникновением *компенсационных течений*, искажающих картину распределения орбитальных волновых скоростей по глубине.

Интегральная характеристика асимметрии выражается отношением расстояний, проходимых частицами жидкости в течение фаз гребня и ложбины:

$$I = \frac{\int_{\theta_1}^{\theta_2} u(\theta) d\theta}{\int_{\theta_3}^{\theta_4} u(\theta) d\theta},$$

где θ — фазовый угол, а пределы интегрирования лежат в следующих интервалах его значений:

$$-\pi \leq \theta_1 \leq -\frac{3}{4}\pi; \quad -\frac{3}{4}\pi \leq \theta_2 \leq 0; \quad 0 \leq \theta_3 \leq \frac{1}{4}\pi; \\ \frac{1}{4}\pi \leq \theta_4 < \pi,$$

Интегральная характеристика A . в. п. может применяться для изучения процессов, в которых зависимость их интенсивности от придонных скоростей относительно слабая, а дифференциальная — в обратном случае (например, при исследовании потока твердых частиц, зависящего от придонной скорости приблизительно в четвертой степени).

АСИММЕТРИЯ ПРИЛИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ — неравенство длительностей и скоростей течения в фазах прилива и отлива. Влияние мелководья на *приливную волну* сопровождается уменьшением ее периода. При этом нередко повышение уровня происходит быстрее, чем падение. Таким образом, интервал между *малой* и *полной водой* оказывается короче, чем между *полной* и *малой*. Поэтому обычно входящая в береговую зону приливая волна движется быстрее, чем уходящая, что сопровождается асимметрией придонных скоростей. A . п. т. особенно ярко проявляется в *проливах* и *узкостях*. Чрезвычайно важно, что обнаруживается последовательное нарастание величины A . п. т. при росте абсолютных величин скоростей.

ВДОЛЬБЕРЕГОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ (longshore currents) — течения, обусловленные вдольбереговой составляющей потока волновой энергии, а также градиентом уровня вдоль берега. Не исключена возможность возникновения вдольбереговых течений из-за наличия градиента атмосферного давления вдольбереговой линии. Вдоль берега действуют также дрейфовые течения, хотя подобно градиентным они могут иметь и нормальную к берегу составляющую.

Постоянные течения, частично проникающие в пределы береговой зоны из открытого моря, в общем случае также имеют вдольбереговую составляющую. Поскольку за пределами низких широт любое течение в открытом море испытывает воздействие силы Кориолиса, последняя определенным образом влияет на условия его проявления в геоморфологии береговой зоны, в частности в районах устьев рек и приливных проливов (Сафьянов, 1978). Наиболее существенны в береговой зоне волновые В. т. (рис. 4).

ВДОЛЬБЕРЕГОВОЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ — течение, создаваемое вдольбереговой составляющей *волнового напора*. Его скорость может быть выражена как функция параметров волн (см. *волны*) и угла подхода волн к области их разрушения (см. *волнопри-*

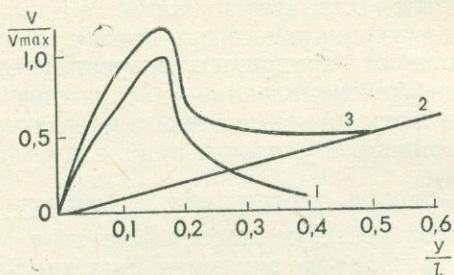


Рис. 4. График распределения вдольберега

1 — волновое течение, 2 — ветровое (дрейфовое), 3 — суммарное; V_{\max} — наибольшая в пределах береговой зоны скорость волнового вдольберегового течения при данном волнении, l — ширина береговой зоны, y — расстояние от береговых течений над профилем подводного склона, по И. Ф. Шадрину (1972):

бойная зона) с учетом некоторых геоморфологических условий (Шадрин, 1972).

ВЕТРОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ (wind currents) — течения, обусловленные наклоном поверхности моря или перераспределением плотности воды, вызванными действием ветра, а также создаваемым ветром на водной поверхности касательным напряжением. В последнем случае В. т. называют *дрейфовым течением* (drift current) (Д. т.). Даже на поверхности моря Д. т. может значительно отклоняться от направления ветра (до 45°), что связано с действием силы Кориолиса. С глубиной угол отклонения возрастает и на больших глубинах может достигать 90° . Глубина проникновения Д. т. в толщу воды (глубина трения) в соответствии с характером действия силы Кориолиса уменьшается с возрастанием широты.

При неустановившемся режиме действие ветра по нормали к берегу создает *нагон* в береговой зоне и градиент уровня приводит к появлению в придонном слое оттока в сторону моря. Однако для появления нагона вовсе не обязательно, чтобы ветер в открытом море был направлен по нормали к берегу. Так, северо-восточные ветры, дующие вдоль восточного побережья США, вызывают подъем

среднего уровня в береговой зоне, что является следствием действия силы Кориолиса, отклоняющей воздушный поток вправо в северном полушарии.

Скорость D . т. отражает структуру скоростного поля ветра (Шадрин, 1972). Поскольку время накопления энергии водной массой при турбулентном трении довольно продолжительно, на эту скорость влияют в основном длиннопериодные пульсации ветра. Поэтому в целом пульсации скорости D . т. меньше, чем волнового. Максимальных значений скорости D . т. достигают во внешней части береговой зоны (см. рис. 4). D . т. играют важную роль в перемещении мелкозернистого материала и за ее пределы.

ВЗБРОС ВОЛНЫ (*взмет, всплеск*) — явление, возникающее либо при встрече отраженной от вертикальной стенки или подножия клифа волны с набегающей, либо при ударе волны о резко выступающие участки клифа или глыбовых навалов. Высота взбросов может достигать нескольких десятков метров. Происходит передача количества движения больших масс воды малым массам, из-за чего создаются большие вертикальные скорости движения.

ВОЛНОВОЙ НАПОР, или радиационное напряжение (*radiation stress*), — излишек потока количества движения через единичную площадь вертикальной плоскости, вызванный наличием волн (Longuet-Higgins, Stewart, 1968). Градиент волнового напора уравнивается горизонтальной силой, возникающей из-за наклона свободной поверхности. Наибольшее снижение поверхности среднего волнового уровня (см. *волны*) по сравнению с поверхностью спокойной воды, т. е. положением уровня при отсутствии волнения, достигается на линии первого обрушения волны и, согласно Г. В. Матушевскому (1975), для характерного значения ее крутизны при развитом ветровом волнении ($h_0/\lambda_0=0,04$) составляет $0,06 h_0$ (индекс 0 относится к волнам на глубокой воде). По направлению к урезу воды уровень повышается, и вблизи уреза его повышение над поверхностью спокойной воды составляет около $0,2 h_0$. Приведенные величины получены для *монохроматических волн*. В случае реальных трехмерных ветровых волн со средними параметрами (статистическими характеристиками), близкими к параметрам указанных монохроматических волн, средний волновой уровень в тех же условиях отклоняется от поверхности спокойной воды на вдвое большую величину, в связи с тем что максимум энергии в *спектре волн* приурочен

к составляющим с длиной волны, в 2—3 раза превышающей среднюю длину волн спектра, сопоставимую с длиной соответствующих монохроматических волн.

ВОЛНОВОЙ (Стоксов) ПЕРЕНОС (mass transport in waves) — перенос массы воды в направлении распространения волн. Волновой перенос жидкости был определен Стоксом при рассмотрении задачи о нелинейных потенциальных (невихревых) волнах. Для переносной скорости в придонном слое им получено следующее выражение:

$$u = \xi \frac{(\pi h)^2}{\tau \lambda} \cdot \frac{1}{sh^2 k H},$$

в котором τ — период волны (см. *волны*); ξ — числовой коэффициент; остальные обозначения — см. *асимметрия волнового потока*.

М. Лонге-Хиггинс получил такое же выражение (но с другим значением коэффициента), учитывая перенос количества движения из пограничного слоя в толщу вязкой жидкости вихрями, возникающими в области высоких градиентов горизонтальной скорости.

В условиях глубокой воды наклон уровня, вызываемый В. п., мал по сравнению с наклоном, вызываемым касательным напряжением ветра на водную поверхность. Для некоторых средних глубин они становятся сравнимыми и последнее приобретает все большее значение по мере роста скорости ветра. На мелководьях же в большинстве случаев эффектом ветра можно пренебречь.

ВОЛНОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ (wave currents) — течения, образующиеся вследствие трансформации волновой энергии в береговой зоне. Перенос жидкости в направлении распространения волн сопровождается при этом возникновением сложной системы прибрежных течений, в общем случае (при подходе волн к берегу под острым углом) имеющих две составляющие — направленную в сторону берега (нормальную) и вдольбереговую (продольную). Возникновение нагонного градиента уровня обуславливает появление *компенсационных течений*, один из видов которых — отток воды либо в верхней (при длиннопериодных волнах), либо в некоторой средней (при короткопериодных волнах) части толщи воды. При определенных условиях, чаще всего в связи с особенностями контура берега и геоморфологии подводного склона, формируются *разрывные* и *вдольбереговые градиентные течения*.

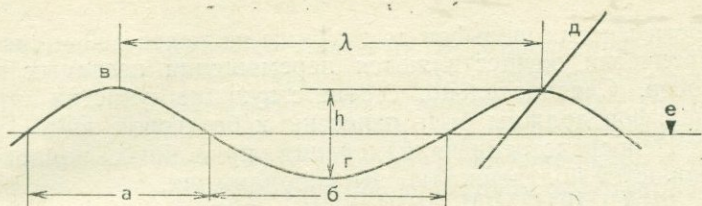


Рис. 5. Элементы и параметры волны:

а — гребень, *б* — ложбина, *в* — вершина, *г* — подошва, *д* — фронт, *е* — средний волновой уровень; λ — длина волны, *h* — высота волны

ВОЛНЫ (волновое движение жидкости) — движение жидкости, обладающей свободной поверхностью, сопровождаемое отклонением этой поверхности от равновесного положения (Гидромеханика., 1962). В отдельной волне различаются следующие элементы (рис. 5): гребень — часть профиля волны выше среднего волнового уровня; вершина — самая высокая точка гребня; ложбина — часть профиля волны ниже среднего волнового уровня; подошва — самая низкая точка ложбины. Средним волновым уровнем называют горизонтальную плоскость, относительно которой средняя ордината точек волновой поверхности равна нулю. Различают также следующие характеристики (параметры) волн: длина — расстояние по горизонтали между двумя последовательными вершинами или подошвами; высота — расстояние по вертикали между вершиной и подошвой; период — время, за которое волна пробегает расстояние, равное ее длине. Линия, соединяющая вершины всех профилей волны, называется фронтом волны, а линии, перпендикулярные к фронту в каждой его точке, — волновыми лучами (ортогоналями); крутизна волны — отношение высоты волны к ее длине.

ГЛУБИНА ВОЛНОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ — глубина водоема, при которой волновое движение воздействует на дно. Определяется Г. в. в. соотношением величины придонных орбитальных скоростей и частоты их повторяемости с величиной сдвигающей скорости для осадков данного состава или размывающей скорости для донного грунта. Учитывая, что для мелкозернистого песка сдвигающая скорость составляет около 22 см/с, а также значения параметров океанских волн и частоту их воздействия на дно, приходим к заключению, что на поверх-

ности многих шельфов до глубины не менее 100 м систематически осуществляются перемещения песчаных наносов. Следовательно, соответствующие участки этих шельфов должны быть отнесены к береговой зоне.

Непосредственные измерения придонных волновых скоростей подтверждают эти соображения.

ГРАДИЕНТНОЕ ТЕЧЕНИЕ — течение, возникающее вследствие образования в береговой зоне гидростатического градиента, обусловленного неравномерностью волнового или ветрового нагона, действием приливов, а также рельефом дна. Существенно отметить, что в 73% наблюдений направление Г. т. в поверхностном и придонном горизонтах совпадало. В ряде случаев их возникновение отмечалось при наличии подводных валов, изогнутых в плане. Выражение для скорости вдольберегового Г. т. было получено с применением теории одиночных волн (Шадрин, 1972) в виде зависимости:

$$v_{\text{ГТ}} = \sqrt{1,11 \frac{h}{\tau} V g h \left(1 + \frac{l_1}{l_2}\right)},$$

где h и τ — высота и период волны, а l_1 и l_2 — расстояния от уреза до зоны разрушения волн на краях рассматриваемого участка.

ГРУППОВАЯ СКОРОСТЬ ВОЛН (wave group velocity) — скорость перемещения формы волновой поверхности, возникающей в результате сложения нескольких периодических распространяющихся волн, близких по своей длине и одинаковой амплитуде. Групповая скорость определяет скорость переноса энергии прогрессирующими, т. е. перемещающимися по поверхности воды, волнами. При их длинах, значительно меньших глубины моря, Г. с. в. равна половине фазовой скорости. При длинах волн, значительно превышающих глубину моря, групповая скорость становится равной фазовой. В общем случае Г. с. в. выражается уравнением:

$$c_{\text{ГП}} = \frac{c}{2} \left[1 + \frac{4\pi \frac{H}{\lambda}}{sh 4\pi \frac{H}{\lambda}} \right],$$

где c — фазовая скорость; H — глубина; λ — длина волны.

ДИССИПАЦИЯ ЭНЕРГИИ ВОЛН (dissipation of wave energy) — рассеивание волновой энергии, в частно-

сти, при их взаимодействии с дном. В последнем случае диссипация осуществляется следующими механизмами (Лонгинов, 1963; Teleki, 1972): донным трением (bottom friction), донной фильтрацией (bottom percolation), отражением волн (wave reflection), превращением в тепло при турбулентном течении, переходом в потенциальную энергию вследствие повышения волнового уровня.

ДИФРАКЦИЯ ВОЛН (diffraction of waves) — изгиб фронта волны вследствие обхода ею надводного препятствия, например конца мола (рис. 6а), или при проходе через узость (рис. 6в). Этот процесс сопровождается растяжением фронта волны, сопровождаемым дивергенцией лучей (см. *волны*) и падением энергии на единицу длины фронта. Наибольшее значение дифракция волн имеет для расчетов параметров волн на акваториях портов.

ДОННОЕ ПРОТИВОТЕЧЕНИЕ — ошибочный термин, появившийся около трех десятилетий назад как следствие представлений о том, что волновой перенос воды в направлении к берегу должен компенсироваться оттоком в придонном слое. В действительности в придонном слое, как правило, наблюдается итоговый перенос воды к берегу. Компенсация же волнового переноса осуществляется главным образом в средней части водной толщи, и скорость компенсационного течения убывает с удалением от берега. Термин Д. п. не рекомендуется к употреблению.

ДОННОЕ ТРЕНИЕ — следствие процесса сопротивления зернистого материала дна или шероховатого грунта течению над ним. Результирующая сила, которая действует тангенциально на границе раздела воды и донного грунта, называется касательным напряжением (shear stress). При наличии донных периодических форм рельефа касательное напряжение включает трение, вызванное волнистой поверхностью. Тогда Д. т. больше, чем при ровном дне. Влияние Д. т. выражается в снижении высоты волны, которое, например, на аккумулятивном подводном береговом склоне с уклоном порядка 0,003 может достигать 21%.

Потери энергии за счет фильтрации становятся заметными лишь при крупности частиц наносов около 1 мм и более. Наиболее значительны потери во время формирования *рифелей*, когда максимальные значения потерь, характеризующие неравновесное состояние дна и потока,

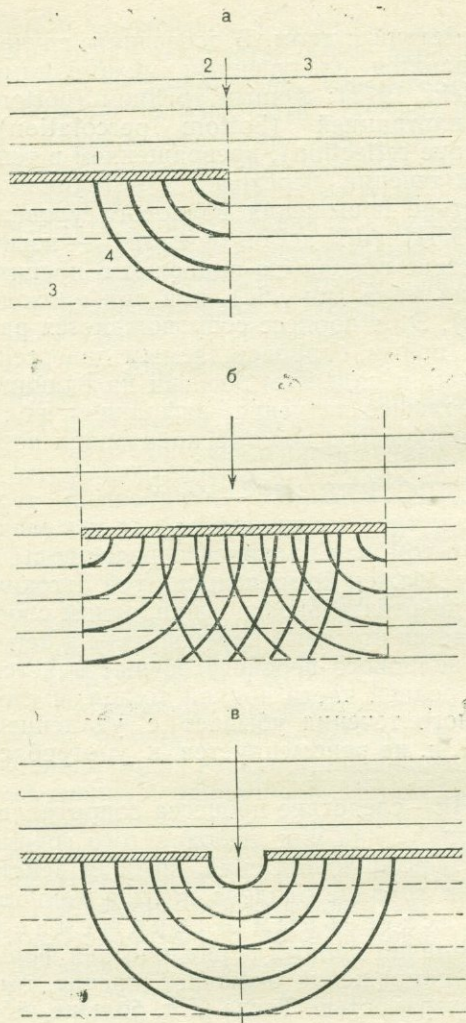


Рис. 6. Схема дифракции морских волн на краю препятствия (а), вокруг препятствия (б) и при прохождении через узость (в), по К. Л. Бретшнайдеру (1970):

1 — препятствие, 2 — направление распространения волн, 3 — фронт волны до дифракции, 4 — фронт после дифракции

могут превосходить 50%. Отражением волн на естественных пляжах, согласно В. В. Лонгинову (1963), можно пренебречь. Потери энергии на генерацию вихрей, возникающих над песчаным дном, покрытым рифелями, составляют, по данным лабораторных исследований, 7% от общих потерь волновой энергии (Tunstall, Inman, 1975). При илистом пластичном дне заметные потери энергии

волн связаны с возбуждением волновых колебаний в поверхностном слое ила.

ЗАБУРУНИВАНИЕ — частичное разрушение волны на мелководье или на встречном течении путем опрокидывания верхней части ее гребня во впереди расположенную ложбину (см. *разрушение волн*).

КРАЕВЫЕ ВОЛНЫ (*edge waves*) — периодические волны, распространяющиеся в направлении, параллельном береговой линии, и имеющие заметные высоты только в непосредственной близости от берега (Гидромеханика., 1962). К. в. образуются лишь при наклонном дне водоема. Они создают градиент уровня вдоль берега, что способствует возникновению *градиентных течений*. Локализация *разрывных течений* наряду с геоморфологическими условиями, по-видимому, в значительной степени регулируется фазовым положением К. в. (были отмечены факты медленного смещения струй последних в направлении распространения К. в.).

МОНОХРОМАТИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ — последовательность волн со строго одинаковыми параметрами. Наиболее близко этому соответствует зыбь, особенно мертвая зыбь (см. *волнение*).

НАКАТ (*rip-up*) — то же, что и *прибойный поток*; его действие обусловлено энергией разрушающейся волны. Обратную фазу Н. иногда неправильно называют откатом по аналогии с терминами, употребляемыми в литературе на английском языке (*swash, backwash*), но в русской терминологии это название не принято и лучше его не употреблять.

ОДИНОЧНЫЕ ВОЛНЫ (*solitary waves*) — непериодические прогрессивные волны, имеющие только гребень (см. *волны*). Согласно теории, длина О. в. бесконечна, а основным их параметром считается относительная высота волны h/H , не зависящая от ее длины. Теория О. в. во многих случаях применяется для изучения волн на мелководье, в том числе и в береговой зоне (Мунк, 1951). Обусловлено это тем, что основная часть энергии и объема трансформированных на мелководье морских волн, как и О. в., заключена в сравнительно узкой части гребня. Расчеты параметров волн по теории О. в. лучше соответствуют действительности вблизи зоны разрушения волн.

ПЛАНЫ РЕФРАКЦИИ — графоаналитический метод отображения процесса рефракции морских волн. П. р. на-

зывают карту прибрежной акватории с изображением волновых лучей или фронтов волн определенного направления и определенных параметров. Существуют три основных метода построения П. р.: метод волнового фронта, при котором рассчитывают положение только гребней волн (см. *волны*); метод волновых ортогоналей, когда производится построение только волновых лучей и метод одновременного построения волновых лучей и фронтов волн. Последний метод построения П. р. дает наиболее близкую к действительности картину процесса рефракции в условиях сложного рельефа подводного берегового склона (Катагошин, 1977).

П. р. часто используются для определения коэффициента рефракции, который характеризует распределение волновой энергии открытого моря в пределах береговой зоны и определяет долю энергии волн открытого моря, поступающей в пределы исследуемого участка. П. р., выраженные посредством ортогоналей, имеют глубокий физический смысл: если взволнованную толщу воды считать силовым полем, оказывающим воздействие на подводный береговой склон, то волновые лучи можно рассматривать как силовые линии этого поля, а их расположение будет характеризовать его структуру. Это положение дает возможность широко использовать П. р. для анализа следующих гидро- и литодинамических процессов береговой зоны моря: пространственного соотношения между вдольбереговой и поперечной составляющими потока волновой энергии; деформаций взволнованной поверхности моря; расчета циркуляции волновых течений в береговой зоне; построения литодинамических схем участков. Анализ П. р. становится необходимым методом исследования динамики береговой зоны при сложном рельефе дна и расчлененной береговой линии.

ПЛОТНОСТНЫЕ ТЕЧЕНИЯ (*density currents*) — течения, обусловленные градиентом плотности воды. В береговой зоне, главным образом вблизи устьев рек с обильным твердым стоком в виде мелкозернистых взвесей, может образовываться одна из разновидностей П. т. — суспензионные, или мутьевые, потоки.

ПОТОК ЭНЕРГИИ ВОЛН (*flux of wave energy*) — количество волновой энергии, переносимое в единицу времени через перпендикулярное к лучу волны сечение единичной ширины. На внешней границе береговой зоны величина потока энергии определяется как половина полной

энергии волны, переносимая за время, равное ее периоду, т. е.

$$\mathcal{E} = \frac{1}{16} \rho g \frac{h^2 \lambda}{\tau},$$

где ρ — плотность морской воды; g — ускорение силы тяжести; h , λ , τ — соответственно высота, длина и период волны.

Поскольку на глубокой воде $\lambda = \frac{g\tau^2}{2\pi}$, окончательное расчетное выражение для секундного потока энергии волн на внешней границе береговой зоны имеет вид:

$$\mathcal{E} = \frac{\rho g^2}{32\pi} h^2 \tau.$$

ПРИБОЙНЫЕ БИЕНИЯ (surf beat) — длинные волны (с периодами 0,5—0,7 мин.), возникновение которых в прибойной зоне связано с групповым строением морских волн. Считается, что П. б. образуются вследствие нелинейного взаимодействия волн. Длина П. б. составляет от 500 м до нескольких километров. Максимальная зарегистрированная высота П. б. достигала 250 см. В системе морских волн всегда существуют отдельные их группы, или «пакеты». Между средними значениями периодов этих групп и средними периодами П. б. имеется линейная зависимость. Поскольку П. б. — волны ветрового происхождения, параметры их зависят от размеров ветровых волн и морфологии дна.

П. б. обуславливают периодические колебания уровня воды в береговой зоне, которые неизбежно должны сопровождаться возникновением течений и влиять на перемещение наносов.

ПРИБОЙНАЯ ЗОНА — зона прибойного потока, расположенная между линией последнего разрушения волн и линией заплеска. На приглубых берегах в связи с возможностью подхода к месту последнего разрушения более крупных волн ширина П. з. значительно больше, чем на отмелях берегах.

ПРИБОЙНЫЙ ПОТОК — движение воды, возникающее между зоной последнего (ближайшего к берегу) разрушения волн и линией заплеска. Прямой П. п., получая энергию от разрушающейся волны, распространяется вверх по береговому склону по направлению луча волны в зоне последнего разрушения. Обратная фаза П. п. представляет собой движение массы воды по направлению

наибольшего уклона пляжа под действием силы тяжести. Скорости прямого П. п. быстро нарастают вверх по склону и затем относительно медленно уменьшаются, а обратного — возрастают вниз по склону.

Роль параметров волн открытого моря применительно к параметрам П. п. существенна лишь до некоторого предела, которым ограничивается их рост при последнем разрушении у пляжа. Обычно на крутых склонах время действия прямого П. п. меньше, чем обратного. На относительно крутых слабо фильтрующих склонах скорость обратного потока в их нижней части приближается к скорости прямого, а на пологих ($2-5^\circ$) — выражена слабее. На выпуклых профилях подводного склона действие обратного потока гораздо менее выразительно, чем на вогнутых. Это связано с растеканием воды прямого потока в стороны на выпуклом профиле. Чем больше разница скоростей прямого и обратного П. п., тем круче уклон поверхности пляжа, который вообще может существовать лишь в условиях преобладания прямой скорости П. п. над обратной.

ПРИДОННЫЙ ДРЕЙФ (bottom drift) — перемещение воды в придонном слое, обычно вызываемое волновым переносом жидкости или течениями, компенсирующими волновой перенос. Это явление сравнительно давно известно по экспериментальным данным и теоретическим исследованиям. П. д. происходит в направлении распространения волны (см. *асимметрия волнового потока*).

ПРИЛИВНЫЕ ТЕЧЕНИЯ — периодически меняющиеся по направлению и скорости течения, обусловленные орбитальными скоростями приливной волны (см. *приливы*). Их направления меняются на обратные с периодом в 12 и 24 часа. В открытом море орбиты приливных волн овальные, а скорости достигают 25—30 см/с. Вблизи берегов П. т. имеют возвратно-поступательный характер и в узкостях их скорости могут достигать 7 м/с (например, в Пенжинской губе Охотского моря).

РАЗРУШЕНИЕ ВОЛН — конечная стадия *трансформации волн* на мелководье или на встречном течении, характеризующаяся полной или частичной утратой ими колебательного движения или резким уменьшением их энергии. Разрушение волны начинается тогда, когда орбитальная скорость на гребне становится равной скорости распространения волны. Это условие наряду с критической формой гребня, при которой угол в его вершине до-

стигает 120° , используется для определения глубины опрокидывания волн, которая для *одиночных волн* равна 1,28 их высоты (Манк, 1951). В *береговой зоне* наиболее распространены два типа Р. в.: опрокидывание, или так называемый *ныряющий бурун* (при уклонах более 0,05), и рассыпание, или *скользящий бурун* (при уклонах менее 0,01—0,02).

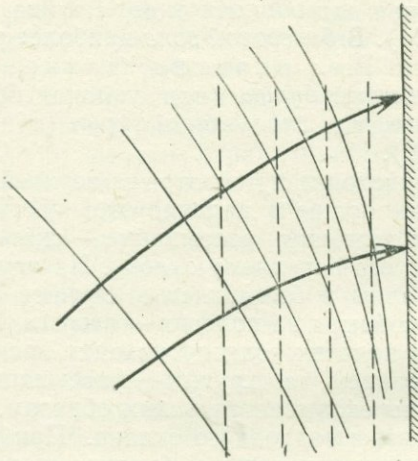
Опрокидывание происходит путем отрыва верхней части гребня от вершины волны и падения этой части во впереди находящуюся ложбину; рассыпание — скатыванием воды с гребня по его переднему склону. На крутых подводных склонах волны в большинстве случаев разрушаются первым способом, а на пологих — вторым. В то же время разрушение пологих волн происходит преимущественно опрокидыванием, а крутых — рассыпанием. Эффект крутизны волны оказывается, таким образом, обратным эффекту крутизны подводного склона. При разрушении волны по типу скользящего буруна скорости прибойного потока всегда выше, чем при разрушении опрокидыванием. В первом случае момент наступления максимума орбитальной скорости значительно опережает момент прохождения гребня, а во втором это опережение незначительно или вовсе отсутствует.

После первого разрушения средняя высота волн уменьшается, причем при ветровом волнении — в прямой зависимости от скорости ветра (чем он сильнее, тем интенсивнее уменьшение), но в непосредственной близости от уреза воды снова несколько увеличивается. Средний период после первого разрушения возрастает и близ уреза может увеличиться примерно на 35%.

РАЗРЫВНОЕ ТЕЧЕНИЕ (rip current) — струеобразное течение, направленное обычно по нормали от берега в море и представляющее собой одну из форм компенсации *волнового переноса* воды в сторону берега. В плане типичное Р. т. характеризуется сравнительно небольшой областью питания, расположенной в зоне разрушения волн, узким горлом (участок сужения струи с наиболее высокими скоростями течения) и расширяющейся головой — внешней частью области Р. т., где его скорость снижается, а затем и полностью затухает. При длиннопериодных волнах Р. т. более выразительны, чем при короткопериодных.

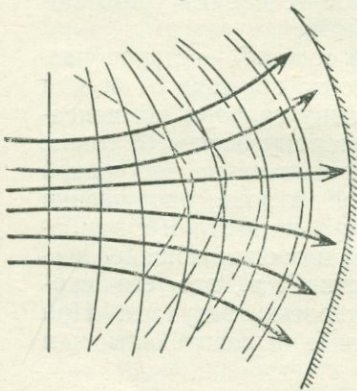
Область питания Р. т. чаще всего располагается на участках конвергенции вдольбереговых течений. Отмече-

a

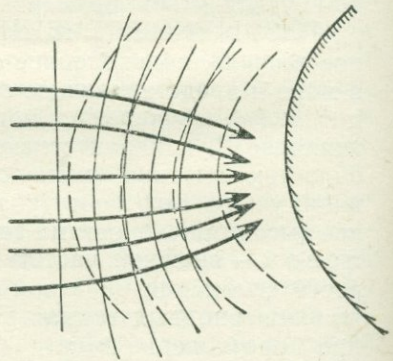


- 1 ————
- 2 ———→
- 3 - - - -
- 4 // // //

б



в



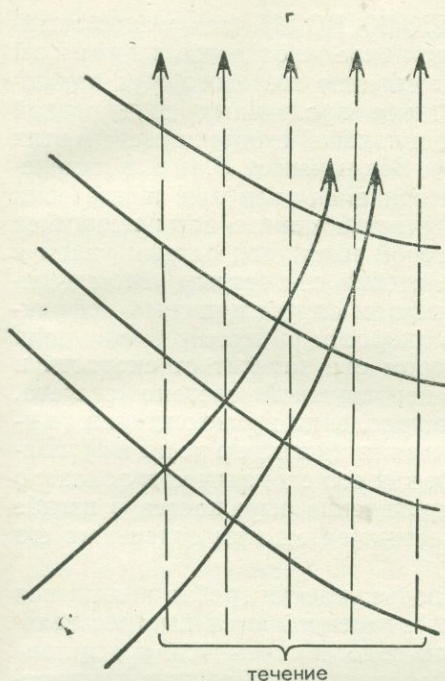


Рис. 7. Схемы рефракции морских волн:

a — при подходе волн под острым углом к берегу с прямолинейными, параллельными береговой линии изобатами, *б* — в береговой дуге или в вершине подводной долины, *в* — у округлого мыса или над подводной возвышенностью, *г* — при подходе волн под острым углом к струе попутного им течения; 1 — фронт волны, 2 — волновые лучи (ортогонали), 3 — изобаты, 4 — берег

на также приуроченность Р. т. к определенным геоморфологическим условиям береговой зоны, как правило к каналам и ложбинам значительно более глубоким, чем окружающее мелководье, и к береговым дугам (при нормальном подходе волн к берегу). Если рельеф *волноприбойной зоны* характеризуется малой контрастностью, то и Р. т. оказывается менее выразительным. При косом волнении Р. т. выражены хуже, чем при нормальном, что, очевидно, согласуется и с их лучшей выраженностью при действии волн больших периодов, в большей степени подвергающихся рефракции. Четко выраженные узкие и стремительные Р. т. связаны с высоким прибоем. Отмечаются флуктуации скоростей Р. т. — высокочастотные, связанные с частотой подходящих волн, и низкочастотные, которые могут быть связаны с частотой прибойных биений; максимум скорости приурочен к придонному слою. Спектр энергии Р. т. характеризуется максимумами частот, которые примерно соответствуют максимуму и плотности энергии прибойных биений.

РЕФРАКЦИЯ МОРСКИХ ВОЛН (sea waves refraction) — явление, аналогичное астрономической рефракции, т. е. преломлению светового луча, падающего на поверхность раздела прозрачных сред разной плотности вследствие неодинаковой скорости света в этих средах (Шулейкин, 1935). Заключается Р. м. в. в изменении направления распространения волн при пересечении ими либо мелководного участка моря с повышающимся дном (в частности, береговой зоны) под острым углом к изобатам, либо области течения под острым углом к линии его направления. В первом случае причиной рефракции служит зависимость скорости распространения волн от глубины воды, во втором она зависит от скорости и направления течения в неподвижной системе отсчета. Проявляется Р. м. в. в искривлении и расхождении (дивергенция) или схождении (конвергенция) волновых лучей (см. *волны*), как это схематически показано на рис. 7. Видимое ее проявление выражается в изгибе фронта волны и растяжении или сжатии отдельных его участков.

При Р. м. в. на мелководье участки гребня волны, под которыми глубина больше, перемещаются быстрее находящихся на более мелкой воде и стремятся вследствие этого их догнать, что обуславливает тенденцию к генерализации волновым фронтом контуров изобат. Там, где фронт растягивается, что соответствует дивергенции лучей, величина потока волновой энергии через перпендикулярное к ним сечение единичной ширины уменьшается, а там, где он сжимается, т. е. на участках конвергенции лучей, — возрастает. Это наряду с различием вдоль одного и того же гребня углов между изобатами и лучами, обусловленным разной степенью искривленности тех и других и кривизной фронта создает сложную картину энергетического поля волн (см. *волновое поле, планы рефракции, прибрежные волновые энергетические характеристики*), что в свою очередь предопределяет сложный характер циркуляции воды, а следовательно, и перемещения наносов в зоне рефракции.

Дополнительную сложность в эту картину вносит обусловленное рефракцией изменение высоты волны вдоль фронта: на участках конвергенции волновых лучей она больше, а на участках дивергенции меньше. В результате образуется продольный перекосяк поверхности гребня, что приводит к формированию компенсационного *вдольфрон-*

тального течения (В.т.), направленного от участков конвергенции лучей к участкам их дивергенции (иногда В. т. называют фронтальным, что не совсем точно отражает характер его действия). В случае, показанном на рис. 7а, это соответствует переносу воды вдоль гребня из открытого моря в береговую зону; такой перенос имеет составляющую, направленную вдоль берега навстречу так называемому *вдольбереговому энергетическому течению*, в результате чего истинная скорость волнового вдольберегового течения должна быть меньше, чем предсказывается теорией (Шадрин, 1972). В ситуации, изображенной на рис. 7б, В. т. направлено с двух сторон в вершину дуги, где происходит конвергенция его встречных струй, что способствует возникновению *разрывного течения*. В ситуации, соответствующей рис. 7в, струи В. т. направлены в стороны от вершины мыса, где, следовательно, находится участок их дивергенции, что создает здесь дополнительные благоприятные условия для размыва или абразии подводного склона и переноса материала на прилегающие участки береговой зоны.

При Р. м. в. на течении возможны два случая. Один — когда волны распространяются под острым углом навстречу течению, другой — когда попутно. В первом случае фронт волны в области потока стремится развернуться вдоль его струи, подобно тому как показано на рис. 7а, если считать, что течение направлено сверху вниз. Развернувшись таким образом, волны могут пересечь поток и распространяться далее по нормали к его границе. В общем же угол между лучом пересекающей поток волны и направлением течения может изменяться в пределах между исходной его величиной до рефракции и 90° . Во втором случае фронт разворачивается по течению (рис. 7г) и в пределе стремится стать к нему перпендикулярным. При достаточных ширине и скорости потока это может привести к тому, что волны смогут распространиться по другую его сторону, как это часто наблюдается в областях мощных морских течений (например, Гольфстрима). В береговой зоне роль течений в этом смысле более ограничена, тем не менее в отдельных случаях (например, на участках с сильным приливным течением) она может быть заметной (Попов, 1961а). Это, очевидно, следует учитывать при анализе динамики береговой зоны моря, и в частности при построении *планов рефракции*.

Как видно, Р. м. в. весьма существенно и разносторон-

не воздействует на динамику береговой зоны, и поэтому при любом исследовании береговых процессов ее эффект должен приниматься во внимание. Анализ этого явления применительно к ровному подводному береговому склону с прямолинейными параллельными берегу изобатами дан в упоминавшейся уже работе В. В. Шулейкина (1935), а также во всех изданиях его широко известной книги «Физика моря». Применительно к мысам в виде дуги окружности явление Р. м. в. рассмотрено Ю. М. Крыловым (1950), а к береговым дугам — Б. А. Поповым (1965, 1966а). Им рассмотрен также случай Р. м. в. над неровным подводным склоном (Попов, 1971). Задача о Р. м. в. на течении анализировалась Д. Джонсоном (Johnson, 1947) и К. Кеньоном (Kenyon, 1971).

СДВИГАЮЩАЯ СКОРОСТЬ — скорость потока, соответствующая началу движения частиц наносов. Это понятие чаще всего применяется к начальным фазам движения частиц. При различных скоростях потоков проявляются различные механизмы их взаимодействия с поверхностью сыпучей среды. В связи с этим выделены определенные градации характеристических скоростей (Шуляк, 1971).

СИЛА КОРИОЛИСА — сила, обусловленная вращением Земли. Она определяет направление постоянных течений в открытом море, а значит, и влияет на их проявление в береговой зоне. Через систему океанических течений может воздействовать на направление распространения и параметры волн открытого моря (см. *рефракция волн*), а тем самым и на их прибрежные энергетические характеристики. С. К. — массовая сила, поэтому ее проявление гораздо эффективнее при движении взвешенных потоков, чем при движении потоков воды. Это позволяет считать, что первые в пределах достаточно широкой береговой зоны под ее воздействием отклоняются больше, чем вторые. Влияние С. К. существенно для формирования устьевых участков рек и *приливных дельт* (Сафьянов, 1978). Проявляется она также в водо- и осадкообмене относительно малых полузамкнутых акваторий, в частности эстуариев, особенно вертикально стратифицированных.

СПЕКТР ВОЛН — сумма элементарных волн различных частот, обычно с разными амплитудами, с не совпадающими направлениями распространения и случайными фазами в пределах от 0 до 2π . Эта сумма характеризует

распределение энергии между элементарными волнами и их энергетический спектр, который является внутренней физической характеристикой волнового процесса, непосредственно не наблюдаемой. На поверхности моря проявляется лишь результат взаимодействия всех спектральных составляющих в форме сложной, непрерывно меняющейся волновой поверхности.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛН — характеристики, описывающие волнение в целом, как систему разнообразных реальных волн. Основная задача С. х. в. состоит в исследовании функций распределения параметров волн при волнении. Функцией распределения, или квазистационарной функцией называется выражение, описывающее разнообразие указанных параметров за малый промежуток времени, в течение которого их средние значения можно считать приблизительно постоянными. Функции же, характеризующие разнообразие волн в многолетнем разрезе, называют **режимными** (рис. 8). Согласно статистической теории волн (Крылов, 1966), вероятность высоты волны, превышающей среднюю более чем в 2 раза, равна примерно 0,05, т. е. только 5 высот из ста измеренных более чем вдвое превышают среднюю. С уменьшением глубины разнообразие высот волн заметно уменьшается. Интегральная функция их распределения очень точно согласуется с волнографными измерениями и данными аэрофотосъемки.

СУЛОЙ (tide rip) — беспорядочное движение поверхностных вод в виде крутых волн со взбросами и водоворотов, образующееся при особых сочетаниях приливных течений и геоморфологических условий, обычно в узостях, при сизигийных приливах и определенных ветрах, при выходе сильного приливного течения из пролива и встрече его с другим приливным или иным сильным течением. Наблюдается это явление, например, в Белом море, в Гибралтарском проливе, во многих районах у побережья Нормандии. Ветровое волнение в зонах С. имеет вид толчей. Некоторые С. имеют собственные названия. Таковы известные с античных времен **приливные водовороты** Сцилла и Харибда в Мессинском проливе, Мальстрем и Сальстрем у Лофотенских островов, Ава у берегов Японии (между о-вами Сикоку и Авадзи).

ФАЗОВАЯ СКОРОСТЬ — скорость распространения волны, равная отношению ее длины к периоду (см. *волны*).

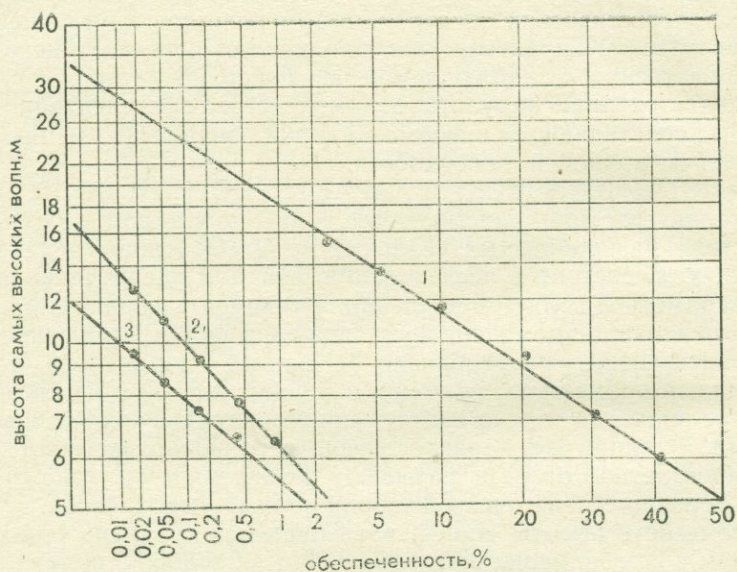


Рис. 8. Режимные функции распределения высоты самых высоких волн, по Ю. М. Крылову (1966):

1 — центральная часть антарктического района Индийского океана; 2 — центральная часть Каспийского моря; 3 — западная часть Каспийского моря

ФОКУСЫ ДЕЙСТВИЯ ПРИБОЯ — явление относительного усиления волнения во время шторма на определенных участках вдоль ровного берега. Расстояния между участками выдерживаются с некоторым постоянством, хотя вся система может сдвигаться при действии косых штормов. Ф. д. п. вызываются наличием крупных прибрежных циркуляций воды с вертикальной осью (Глушков, 1934). На участках между Ф. д. п. могут возникать *разрывные течения*.

ЦУНАМИ — волны, образующиеся при землетрясениях и вулканических извержениях на морском дне. Длина волн Ц. достигает десятков, а иногда и сотен километров; скорость — сотен километров в час; высота затопления берега — десятков метров. Геоморфологическое значение Ц. заключается в том, что они производят катастрофические разрушения коренных берегов и размывы аккумулятивных участков (Шепард, 1951; Каплин, Ионин, 1961).

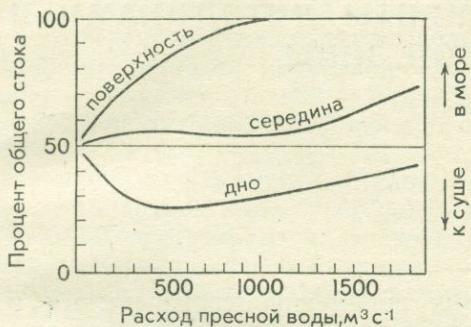


Рис. 9. Зависимость характера эстуарной циркуляции от стока реки (Meade, 1969)

ЭСТУАРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ — циркуляция вод в эстуариях, обусловленная взаимодействием речного стока, морских (в том числе приливных) течений и особенностями стратификации вод. Обычно в эстуариях наблюдается двухслойная стратификация, связанная с притоком речной пресной воды и характеризующаяся течениями противоположного направления. В верхнем горизонте течение направлено в море и его интенсивность нарастает по мере увеличения речного стока; в придонном слое происходит приток морских вод в сторону берега и интенсивность его также нарастает при увеличении стока реки. Однако увеличение речного стока выше некоторого предела уменьшает интенсивность двухслойного течения и в целом начинает преобладать сток к устью (рис. 9).

В приливных морях наибольшие скорости придонного течения в верховьях эстуария бывают в фазе отлива (см. *приливы*) и направлены к устью. В средней части эстуария наибольшие придонные скорости наблюдаются в фазе прилива и направлены в сторону реки; при отливе они здесь меньше, хотя и достаточно велики. Максимуму прилива соответствуют максимальные значения солености и наиболее сильные воздействия придонного слоя воды на поверхность дна эстуария. Дополнительные осложнения в Э. ц. вносят вертикальные циркуляции — подъем воды в верховьях эстуария и опускание в устье.

ЯЗЫКИ ПРИБОЙНОГО ПОТОКА — удлиненные лопасти заплеска на пляже, образующиеся вследствие неодинаковых по фронту разрушающейся волны высоты гребня и массы воды в нем. Отдельные Я. п. п. создают на песчаном пляже временные формы микрорельефа (*кайма пены* и мелкого плавника, знаки течения струй и др.).

III. ЭЛЕМЕНТЫ ЛИТОДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Согласно традиционному пониманию, сложившемуся в отечественной науке в последние десятилетия (Лонгинов, 1963, 1973; Лонгинов, Аксенов, 1968; Леонтьев, Лонгинов, 1972), литодинамика береговой зоны охватывает исследования механического перемещения твердого вещества в ее пределах под действием экзогенных процессов и силы тяжести.

Несомненно, что главенствующую роль в береговой зоне играют гидрогенные литодинамические процессы. Приходится особо подчеркивать, что перемещение твердого вещества в береговой зоне часто совершается вдоль изобат и даже вверх по подводному береговому склону, т. е. против действия силы тяжести. Эти перемещения представляют собой прямое следствие соответствующих перемещений воды.

Сравнительно меньшая роль в перемещении твердого вещества принадлежит гравитационным литодинамическим процессам, поскольку под водой действует редуцированное ускорение силы тяжести, уменьшенное действием силы Архимеда. В этих условиях работа гравитационных сил ограничивается в основном участками крутых откосов, предустьевыми взморьями рек и верховьями подводных каньонов, проникающих в береговую зону. Однако сила тяжести играет большую роль в литодинамике пляжей. Существенно меньшее участие в перемещении наносов принимают *супензионные (мутьевые) потоки*.

При рассмотрении комплекса явлений, вызывающих перемещение твердого вещества в береговой зоне, необходимо учитывать также, что для нее характерно широкое развитие разнообразных форм жизни (кораллы, водоросли, мангры и пр.). Организмы участвуют в перемещении (в том числе и механическом) и в трансформации вещества литосферы в придонном слое, а также сами продуцируют осадочный материал. Большую роль в литоди-

намике играет и ветровой перенос материала. Учитывая все это, следует по-видимому несколько расширить содержание предмета литодинамики береговой зоны, имея, однако, в виду, что главной ее задачей остается все же исследование механического перемещения твердого вещества.

Основным фактором, обуславливающим возникновение в придонном слое береговой зоны скоростей движения воды, достаточных для разрушения коренных пород и перемещения наносов, является волнение. Орбитальные придонные скорости знакопеременны, что определяет возможность движения твердых частиц в различных направлениях. Волновой перенос воды, нарастающий по направлению к берегу по мере трансформации волны, приводит к асимметрии волнового потока в придонном слое, определяющей особенности перемещения наносов по профилю подводного берегового склона. Асимметрия, характерная для зоны, находящейся мористее области разрушения волн, вызывает перемещение обломочного материала в определенном направлении. При этом как скорость перемещения, так и (что в особенности следует подчеркнуть) его направление зависят от величины асимметрии, от уклона дна и от гидравлической крупности частиц наносов. Возможность разнонаправленного движения частиц в волновом потоке с различными гидравлическими свойствами составляет важнейшее отличие последнего от поступательного потока.

На некоторой глубине мористее зоны разрушения волн литодинамический эффект волнового переноса уравнивается действием компенсационного потока (см. *волновые течения*). Обратная зависимость орбитальных придонных скоростей и величины волнового переноса от глубины определяет наибольшую интенсивность движения наносов на относительно малых глубинах.

При данной интенсивности волнения и неизменных характеристиках наносов в береговой зоне возникает положение, при котором их однозначного поперечного перемещения не происходит, так как формируется аккумулятивный профиль равновесия. Однако вдольбереговое перемещение материала и в этом случае вполне может осуществляться.

При подходе волн под острым углом к береговой линии происходит вдольбереговое перемещение наносов. Оно играет главную роль в создании многих аккумулятив-

ных форм рельефа береговой зоны. Любое изменение направления береговой линии или азимута волнения сопровождается изменением *волновой экспозиции берега*. При этом меняется расход или мощность и структура вдольберегового потока наносов (или односторонних их подвижек). Экспериментально и теоретически установлено существование оптимального угла подхода волн к берегу (так называемый «угол ϕ »), при котором емкость указанного потока достигает максимума. Вдольбереговое (продольное) перемещение наносов, охватывающее всю ширину береговой зоны, является важнейшим литодинамическим процессом, определяющим строение и развитие многих берегов.

Во многих случаях это перемещение осуществляется и при фронтальном подходе волн к берегу, когда на волновое поле накладывается вдольбереговое течение — постоянное, приливное (см. *волноприливное поле*), дрейфовое или иного происхождения. Именно в таких условиях образуются описанные в литературе потоки илистых наносов с расходами до нескольких сотен миллионов кубических метров в год.

Особенно велик литодинамический эффект приливных течений (см. разд. II), о чем можно судить, например, по формированию *приливных дельт*. Как уже отмечалось (см. *приливные течения*), во многих случаях прослеживается хорошо выраженная асимметрия этих течений, несомненно приводящая к направленному перемещению наносов. Исследование указанного явления — важная задача литодинамики океана в целом и литодинамики береговой зоны в особенности.

В процессе направленного движения наносов меняются их свойства, происходит ускоренное истирание сравнительно крупных частиц. Наносы, обладающие разными гидравлическими свойствами, перемещаются с различной скоростью, что обуславливает их дифференциацию в волновом поле. Другой важнейшей причиной дифференциации наносов служит градиент придонной скорости в поперечном или продольном направлении; его влияние суммируется с действием асимметрии придонных скоростей (см. *асимметрия волнового потока*). Ввиду того что по вертикали водной толщи этот градиент (в поперечном к берегу направлении) наиболее значителен, дифференциация наносов по нормали к берегу выражена намного лучше, чем вдоль него.

С литодинамическими процессами в береговой зоне моря связаны следующие понятия, определения и термины.

АБРАЗИВНЫЙ ИЗНОС (attrition) — потери объема и веса отдельных частиц наносов вследствие их соударений и трения о поверхность коренной породы. Часто в этом смысле употребляется термин *истирание*. Теоретический анализ показывает, что при соударении частиц в пределах площадки их соприкосновения возникают нагрузки того же порядка, что и предел прочности даже самых прочных пород.

А. и. распадается на три отдельных процесса. Когда на пляже частицы резко различаются по диаметру (например, валуны и гравий), то происходит *раздробление* (grinding) более мелких. При частицах одного порядка крупности преобладает оббивание, или *обкалывание* (impact). Если крупности частиц близки, то на первый план выступает медленный процесс собственно *истирания* (rubbing). По данным экспериментов Маршалла (Зенкович, 1946), потери веса при этих трех процессах в среднем относятся как 40 : 16 : 1. При А. и. не образуется крупных частиц; их характерные размеры составляют 0,15—0,3 мм, а для кварцевых частиц — от 0,3 до 1,2 мм. Эксперименты А. М. Жданова (1958) непосредственно в береговой зоне показали, что потери веса гальки в зависимости от ее прочности (петрографического состава) колеблются от 5% в год для диабаз до 20% в год для известняков. А. и. зависит также от общей длины перемещения наносов за определенный интервал времени, т. е. от интенсивности волнения или течений.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ ПРОФИЛЬ РАВНОВЕСИЯ — поперечный профиль подводного берегового склона и пляжа, образующийся при достаточно длительном воздействии близких по характеру волнений (строго говоря, волн одних и тех же параметров) на дно, сложенное рыхлым материалом, и характеризующийся минимальными изменениями рельефа во времени. Понятие А. п. р. условно, так как процессы на аккумулятивных берегах могут характеризоваться лишь относительным равновесием. Формирование такого профиля при действии однородного волнения есть процесс расширения нейтральной зоны на весь подводный склон.

АКТИВНЫЙ СЛОЙ — слой наносов, вовлекаемых в перемещение за время действия волнения и (или) тече-

ния. Мощность (толщина) А. с. зависит как от гидравлической крупности частиц, так и от интенсивности движений воды. Обычно А. с. прибрежно-морских наносов не превышает 20 см, а чаще составляет лишь несколько сантиметров. Его толщина увеличивается при возрастании параметров волн или скорости течений. Мощность А. с. галечно-гравийных наносов, как правило, больше, чем песчаных. По-видимому, это связано с более интенсивной фильтрацией воды в слой крупнозернистого материала по сравнению с мелкозернистым. Мощность А. с. неодинакова и по профилю подводного берегового склона и пляжа. В общем случае она максимальна в зоне разрушения волн, а в обе стороны от нее уменьшается. Некоторые данные указывают на сортировку осадков в береговой зоне до глубины 1,5—2 м от поверхности дна. В этих случаях о мощности А. с. можно судить по улучшению сортировки и по возрастанию крупности наносов к подошве слоя. Иногда понятие А. с. смешивают с понятием слоя сезонной или более длительной переработки отложений волнением. В последних случаях толщина слоя переработки может быть существенно больше А. с., поскольку при этом суммируется воздействие волнений и течений различной интенсивности.

Понятие А. с. в полной мере применимо к наносам, которые движутся в придонном слое или влечением, или сальтацией. Аналогом А. с. по отношению к взвешенным частицам следует считать высоту их взвешивания, однако лишь в том случае, если турбулентность, определяющая эту высоту, связана с придонным слоем воды.

БИОГЕННЫЕ НАНОСЫ — наносы, образующиеся в результате жизнедеятельности морских организмов. Б. н. присутствуют в прибрежно-морских наносах почти во всех климатических зонах, но наиболее распространены в низких широтах. В целом по земному шару примерно 6% поверхности дна в береговой зоне занято скелетными остатками кораллов и около 4% — ракушей. В пределах тропических широт довольно широко распространены наносы, образованные продуктами разрушения известковых водорослей. В северных и дальневосточных морях СССР частыми компонентами Б. н. являются остатки мшанок, трубок, червей, скорлупы морских ежей, известковые ядрышки морских звезд, спикулы губок, скорлупы разнообразных баянусов.

Б. н. плохо сортированы и из-за слабой устойчивости карбоната кальция (преобладающего в их составе) к механическому воздействию быстро истираются до размера песчаных частиц, одновременно подвергаясь частичному растворению.

БИЧ-РОК (beach-rock) — литифицированные слои среди рыхлых наносов пляжа и подводного берегового склона, образуемые чаще всего в результате их цементации известью, иногда окислами железа. Процесс цементации детально не изучен. Можно предполагать, что главным ее фактором является просачивание атмосферных или грунтовых вод суши через толщу пляжевых отложений, где происходит выпадение извести. В других случаях процесс цементации, по-видимому, имеет биохимическую природу. Б.-р. распространены преимущественно в низких широтах и в аридных зонах; так, они известны в Черном и Каспийском морях. В высоких широтах, где велика агрессивность вод по отношению к извести, они не образуются.

БЮДЖЕТ НАНОСОВ — сумма приходных и расходных статей обломочного материала, поступающего извне и выходящего за пределы участка береговой зоны, включающего целую литодинамическую систему, поток наносов, или участок их миграций. Приходная часть Б. н. включает твердый сток рек, биогенные наносы, приток материала с соседних участков береговой зоны, поступление от склоновых процессов, абразии, химической седиментации, инженерных мероприятий и вследствие поперечного перемещения наносов. Расходная часть состоит из потерь на истирание, выносов за пределы участка, в том числе в подводные каньоны и на глубину, а также на сушу при действии ветра (см. *дюны береговые*), техногенных изъятий, потерь в результате химической абразии и других потерь. Значительная часть наносов расходуется в береговой зоне на создание аккумулятивных береговых форм.

При исследовании изменений Б. н. вдоль береговой линии принято пользоваться методом совмещения поперечников. В этом случае изменения рельефа вдоль контура берега могут дать представление о продольной структуре Б. н. (рис. 10А). Для выявления бюджетных изменений по профилю подводного склона иногда целесообразно использовать метод совмещенных батиграфических кривых (Сафьянов, 1973), который дает представление о попе-

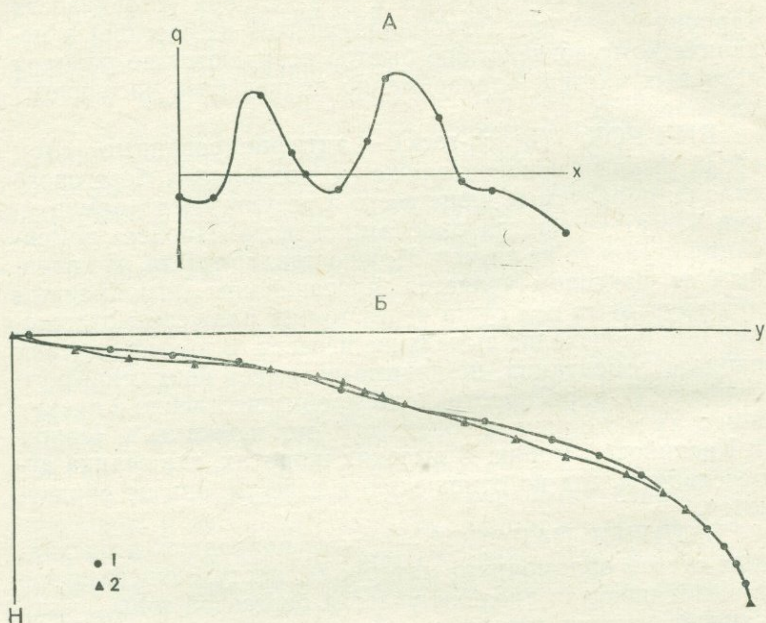


Рис. 10. Графики, характеризующие бюджет наносов во вдольбереговом их потоке:

А — изменение бюджета вдоль берега, выявляемое методом совмещенных поперечников, Б — изменение бюджета поперек береговой зоны, выявляемое методом совмещенных батиграфических кривых; x — расстояние по длине береговой линии, м, q — аккумуляция (выше нуля) или размыв (ниже нуля) на подводном склоне, м³/год на 1 м длины береговой линии, y — расстояние от берега, м, H — глубина, м; 1 — начальный промер, 2 — промер через год

речной структуре В. н. (рис. 10Б). Не следует путать понятия *бюджета* и *баланса наносов*.

ВДОЛЬБЕРЕГОВОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ (beach drifting) — явление массового однонаправленного перемещения наносов вдоль берега, называемое также их продольным перемещением. В. п. н. происходит при подходе волн под острым углом к берегу и обуславливается наличием вдольбереговой составляющей потока волновой энергии. В. п. н. может происходить без волнения при действии течений неволновой природы (например, ветровых или приливных). Мерой интенсивности В. п. н. служит ра-

сход наносов при их одновременных подвижках или во вдольбереговом потоке наносов (мощность подвижки или потока).

ВДОЛЬБЕРЕГОВОЙ ПОТОК НАНОСОВ (sediment flow) — однонаправленное результирующее перемещение наносов вдоль берега за большой интервал времени (обычно за год). Это понятие было впервые предложено П. К. Божичем (1927) под названием «силовой поток», а затем развито В. П. Зенковичем (1946). Согласно В. П. Зенковичу, В. п. н. имеет следующие главные характеристики: длину, ширину и емкость. При данной емкости В. п. н. свойственна определенная мощность (нагрузка), т. е. реальный расход наносов, а также степень насыщенности потока. Если имеется дефицит нагрузки, то В. п. н. называется ненасыщенным; у насыщенного В. п. н. емкость равна мощности. Дефицит нагрузки возникает, если часть дна в пределах береговой зоны сложена коренной породой или крупным материалом (валуны, глыбы), который наиболее характерные для данного района штормовые волны не могут перемещать. В этом случае дефицит имеет временный характер. В. п. н. представляет собой алгебраическую сумму отдельных вдольбереговых подвижек наносов в одном или двух противоположных направлениях. Обычно В. п. н. характеризуется величиной полного расхода, который на галечных берегах может превышать 100 тыс. м³ в год, на песчаных — 1 млн. м³, а на илистых — более 100 млн. м³ (Зенкович, 1962).

В. В. Лонгинов (1964) предложил относить термин В. п. н. к отдельным подвижкам наносов, так как для них можно выводить достаточно строгие зависимости от действия гидродинамических и иных факторов. Для перехода от единичного сечения потока к пространственной характеристике его кинематического строения В. В. Лонгинов (1965) вводит понятия поперечной и продольной структуры В. п. н. Первая характеризует изменение состава материала и величины расхода по ширине полного сечения потока; вторая отражает изменения поперечной структуры по его длине.

В морях СССР наиболее полно изучены В. п. н. Балтийского (Revelis, 1938) и Черного морей (Зенкович, 1956; Кикнадзе, 1958). В указанных работах проанализированы изменения параметров В. п. н. в зависимости от конфигурации бассейна и экспозиции отдельных участков береговой линии.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ НАНОСОВ — процентное содержание в общей массе наносов частиц различного происхождения. Преобладают обычно частицы и обломки горных пород, достаточно часто ракуша (целая или битая) и обломки других организмов с известковым скелетом (кораллов, известковых водорослей и пр.). В некоторых южных морях (например, в Каспийском) встречаются наносы химического происхождения (известковые оолиты).

ВОЛНОВАЯ ЭКСПОЗИЦИЯ БЕРЕГА — ориентировка берега по отношению к направлению волнения. Различная В. э. б. может обусловить, например, встречное направление вдольберегового перемещения наносов на противоположных берегах бухты и т. п. Благоприятная по отношению к преобладающим волнениям В. э. б. является важным условием успешного создания неогражденных *искусственных пляжей*: они будут устойчивыми, если преобладающие волнения направлены по нормали к береговой линии, т. е. если обеспечивается условие минимальных вдольбереговых миграций наносов.

ВСТРЕЧНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ — перемещение наносов во вдольбереговом потоке в противоположных направлениях, происходящее при определенных режимах волн и течений. В различных зонах дна при наносах одной и той же крупности В. п. н. осуществляется, если волны малых и больших параметров значительное время ориентированы с разных сторон от нормали к берегу или на тех участках береговой зоны, где в противоположные стороны направлены течения дрейфовые и волновые. Первая из указанных причин может определить В. п. н. для наносов разной крупности в одной и той же зоне пляжа или в верхней части подводного берегового склона. В. п. н. установлено на участке береговой зоны вблизи Одессы (южнее мыса Большой Фонтан), у северного берега Таманского полуострова и у кавказского побережья Черного моря (в районе Мюссерских холмов).

ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ КРУПНОСТЬ — скорость падения частиц наносов в неподвижной жидкости. Представляет собой обобщенную меру гидравлических свойств наносов, включающую влияние формы частиц, их удельного веса, размера и характера поверхности. Частицы одной Г. к. обычно располагаются зонально на пляже и подводном береговом склоне.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ (механический) **СОСТАВ НАНОСОВ** — процентное содержание в общей массе наносов частиц различной крупности. Для определения Г. с. н. среднюю пробу подвергают механическому анализу (сыпучий материал — на ситах, мелкозем — путем отмучивания в воде). Графическое наглядное изображение Г. с. н. дается в виде гистограмм (диаграмм особого вида) или кумулятивных (обобщенных) кривых. Различные фракции прибрежно-морских наносов в отечественной практике получили следующие наименования: более 1 м в поперечнике — глыбы; 100—50 см — крупные валуны; 50—10 см — мелкие валуны; 100—50 мм — крупная галька; 50—25 мм — средняя галька; 25—10 мм — мелкая галька; 10—5 мм — крупный гравий; 5—2,5 мм — средний гравий; 2,5—1 мм — мелкий гравий; 1,0—0,5 мм — крупный песок; 0,5—0,25 мм — средний песок; 0,25—0,1 мм — мелкий песок; менее 0,1 мм — алеврит, или сilt (малоупотребительный термин); частицы меньше 0,01 мм относят к пелиту. Угловатые, плохо окатанные частицы размером 10—1 см называются щебнем; 10—1 мм — дресвой.

Методы механического анализа и интерпретации соответствующих кривых излагаются в курсах литологии.

ДВИЖЕНИЕ ОТМЕЛЕЙ — смещение отмелей (*банок*) по подводному склону вдоль песчаных и илистых берегов. Такие отмели могут формироваться в верхней части подводного берегового склона при вдольбереговом перемещении наносов. В их волновой тени возникают небольшие аккумулятивные выступы берега. Сами отмели, достигающие нескольких сотен метров в длину и десятков в ширину (поперек подводного склона), смещаются при господстве косых волнений одного направления.

ДЕФИЦИТ НАНОСОВ — нехватка наносов в береговой зоне, вызываемая преобладанием их потерь над поступлением (см. *баланс наносов, бюджет наносов*). Нередко возникает вследствие техногенного воздействия на береговую зону и сопровождается усилением размыва берега. Дефицит нагрузки потока наносов определяет его неполную насыщенность. Аккумулятивный берег при этом подвергается размыву.

ДИВЕРГЕНЦИЯ ПОТОКОВ НАНОСОВ — расхождение потоков в противоположных направлениях от локального участка береговой зоны. Условия для Д. п. н. создаются преимущественно на выгнутых в сторону моря

(выпуклых) участках береговой линии и изобат. При отсутствии поступления наносов на участок дивергенции распределение их вдоль берега приводит к выравниванию его контура и в конечном счете к прекращению дивергенции. Д. п. н. устойчива в том случае, если обеспечивается постоянное поступление наносов из источника, внешнего по отношению к участку дивергенции, например от устья реки. К участку дивергенции в верхней части подводного берегового склона наносы могут поступать в результате поперечного перемещения.

ДИСКРЕТНЫЙ ПОТОК НАНОСОВ — понятие, характеризующее вдольбереговой поток наносов, который может существовать у неровного берега при сильном дефиците обломочного материала на подводном береговом склоне, когда вся система приходит в движение лишь при сильных штормах. Мощность Д. п. н. может быть достаточно большой. Например, между устьем р. Псоу и курортом Гагра на черноморском побережье Кавказа она составляет более 30 тыс. м³ в год.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ НАНОСОВ — сортировка наносов по форме частиц, гранулометрическому и минералогическому составу в процессе их перемещения с различной скоростью под действием волнений и течений. Д. н. происходит по нормали к берегу, в пределах пляжа и подводного берегового склона, а также вдоль берега и по вертикали в толще активного слоя наносов.

По нормали к берегу Д. н. происходит при поперечном перемещении наносов. Важнейшее значение для ее реализации имеет затухание придонных орбитальных скоростей с ростом глубины и их асимметрия (см. *асимметрия волнового потока*). На пляже Д. н. определяется закономерностями изменения скоростей прибойного потока. Более грубозернистые наносы располагаются вблизи зоны разрушения волн, а с ростом глубины крупность частиц уменьшается. Уменьшение крупности обычно происходит также в направлении от зоны разрушения к урезу воды. Вдоль берега Д. н. осуществляется в процессе продольных миграций наносов. Особенно заметна такого рода Д. н. при наличии локального источника поступающих наносов — устья реки, участка абразии берега и т. п. Характер Д. н. существенно зависит от вещественного состава и расхода поступающего от источника обломочного материала. В общем случае наиболее подвижные составляющие удаляются на большее расстояние от источника. Не-

которые лабораторные данные и эксперименты, проведенные в природных условиях, позволяют считать, что существуют гранулометрические фракции наносов, обладающие наибольшей миграционной способностью при действии волнения данной силы. По вертикали Д. н. осуществляется в пределах активного слоя. Взвешивание наносов в течение части периода волны сопровождается их выпадением в последовательности, соответствующей гидравлической крупности. В основании слоя располагается материал наибольшей гидравлической крупности, а к его поверхности крупность уменьшается (градационная слоистость).

В некоторых случаях на пляже или подводном склоне образуется отмостка из крупнообломочного материала (галька, валуны), возникновение которой не связано с Д. н. и объясняется другими причинами, в частности разделением наносов путем естественного шлихования (см. *прибрежно-морская россыль*) материала, состоящего из резко различных по крупности частиц (например, морены).

При однородном гранулометрическом составе наносов происходит наиболее полная их дифференциация по удельному весу. При этом закономерности распределения содержания тяжелых минералов аналогичны закономерностям распределения гранулометрического состава. Миграционная способность тяжелых минералов невелика, в связи с тем что происходит их погружение к подошве активного слоя. Это служит причиной их относительно замедленного горизонтального перемещения по сравнению с минералами меньшего удельного веса. В связи с этим крупные месторождения тяжелых минералов прибрежно-го происхождения с достаточно большими размерами частиц, как правило, располагаются на расстояниях, не превышающих нескольких километров от источника их поступления в береговую зону (см. *прибрежно-морская россыль*).

ДИФФУЗИЯ НАНОСОВ — разнос материала в противоположные стороны от ограниченного по протяжению источника поступления. В динамику берегов это понятие введено В. Корнишем (Cornish, 1898). Соответствующие математические построения успешно использованы Р. Расселом (Russel, 1960) при обработке материалов по распределению индикаторов перемещения наносов на пляже. Явление Д. н. распространено достаточно широко. Встре-

чая на пляже вверх по вдольбереговому потоку наносов типы горных пород или минералы, свойственные аллювию какой-либо реки, неопытные исследователи делают иногда ошибочное заключение о дивергенции здесь двух вдольбереговых потоков от данного источника питания наносами.

ЕМКОСТЬ ПОТОКА НАНОСОВ — максимальное количество материала, способное перемещаться в единицу времени во вдольбереговом потоке наносов при данной гидрометеорологической ситуации. Е. п. н. зависит от уклона дна и пляжа, параметров волн и угла подхода их в открытом море, скоростей и направления течений, а также от свойств прибрежно-морских наносов. Это понятие соответствует максимальному насыщению *вдольберегового потока наносов*, которое, очевидно, достигается лишь при наличии на пляже и подводном береговом склоне достаточно мощной толщи рыхлых отложений.

По аналогии с движением наносов в поступательном потоке следует считать, что максимальная Е. п. н. достигается при возможно более разнообразном их составе. Для галечных наносов Е. п. н. составляет обычно десятки тысяч кубических метров в год, для песчаных — сотни тысяч, а для перемещаемых вдоль берега илов — десятки и даже сотни миллионов.

ИСТИРАНИЕ НАНОСОВ — см. *абразивный износ*.

КАТУНЫ — окатанные комки глины, которые образуются в прибойной зоне и в подводных каньонах при размыве глинистых пород клифа, бенча или подводных откосов. К. имеют размеры до 10—15 см в диаметре. Они достаточно плотны и на песчаных пляжах сохраняются месяцами. В штормовой период обычно разрушаются. На берегах северных морей распространены торфяные К. больших размеров.

КОНВЕРГЕНЦИЯ ПОТОКОВ НАНОСОВ — схождение двух противоположно направленных потоков. Благоприятные условия для К. п. н. создаются, в частности, при вогнутом контуре береговой линии и изобат подводного берегового склона. При наличии специфических свойств наносов каждого из потоков в области конвергенции формируется смешанный состав донных осадков. Блокировка берега островом или подводной возвышенностью также может благоприятствовать К. п. н. Результатом К. п. н. обычно является образование *аккумулятивных береговых форм*.

КОПРОЛИТЫ — фекальные комочки мелких морских животных, которые иногда входят в состав наносов. Известны в ископаемых отложениях. Современные К. описаны для губ Мурманского берега.

КОРКИ ЦЕМЕНТАЦИИ — поверхностный слой донных наносов, сцементированный известью. В период образования К. ц. бывают рыхлыми, но затем литифицируются (см. *литификация*) и превращаются в прочную породу (см. *бич-рок*).

ЛИТИФИКАЦИЯ — процесс цементации рыхлых отложений в береговой зоне, ведущий к формированию их прочных слоев (см. *бич-рок*).

ЛИТОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА — крупный участок береговой зоны с независимыми от других аналогичных участков режимом и бюджетом наносов. Неполным эквивалентом понятия Л. с. является термин *литоральные звенья* (*littoral cells*). Понятие Л. с. возникло в связи с необходимостью анализа взаимного влияния отдельных участков береговой зоны как в исследовательских целях, так и при строительстве *берегозащитных сооружений*, прерывающих *вдольбереговое перемещение наносов*. Каждая Л. с. включает источник поступления наносов, зону их перемещения и участок аккумуляции.

Несколько систем подобного рода (называемых также динамическими единицами берега) исследовано в восточной части Черного моря (Зенкович, 1956; Кикнадзе, 1976). Каждая из них начинается устьем крупной реки с большим твердым стоком, откуда берет начало вдольбереговой поток наносов, и заканчивается у вершин подводных каньонов или крутых свалов на краю подводного берегового склона. В обоих случаях наносы уходят из береговой зоны. Пять систем изучено на побережье Южной Калифорнии. Каждая из них начинается выступающим в море участком скалистого берега с ограниченным поступлением наносов. По ходу вдольберегового перемещения их поток пополняется выносами рек и временных водотоков. Замыкаются системы подводными каньонами, перехватывающими наносы (рис. 11).

МИГРАЦИИ НАНОСОВ — попеременные перемещения наносов в противоположных направлениях с итоговым нулевым результатом за длительный интервал времени. Следует различать М. н. *продольные* (*вдольбереговые*) и *поперечные* происходящие по профилю подводного берегового склона и пляжа. Первые наиболее выразитель-

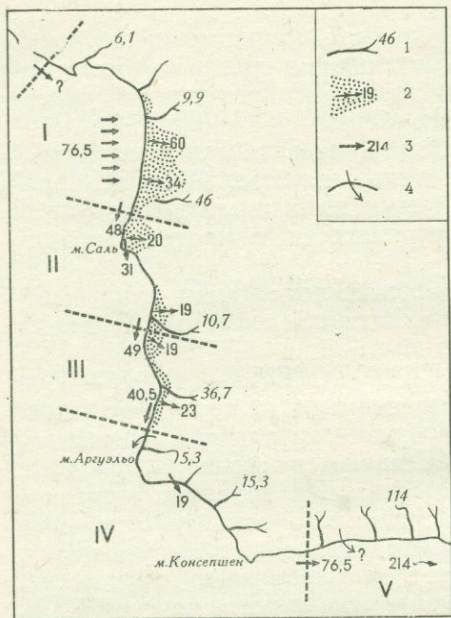


рис. 11. Литодинамические системы (I—V) на участке береговой зоны Тихоокеанского побережья США (King, 1973):

1 — поступление наносов из рек; 2 — расход их на формирование дюн; 3 — поперечный и вдольбереговой расход; 4 — поступление от абразии клифа; II и фры — количество в сопоставимых единицах измерений

но проявляются в интервале времени порядка нескольких лет из-за межгодовых различий в интенсивности волнения и направлении распространения волн. Вторые заметно проявляются даже на протяжении одного шторма. Цикл отклонения пространственного положения тех или иных фракций наносов в береговой зоне проходит в соответствии со стадиями развития, стабилизации и затухания волнения. В последней стадии наносы обычно возвращаются в исходное положение.

Существуют и более длительные циклы поперечных миграций, связанные с сезонным характером действия штормов и другими циклами интенсивности волнения. Размах миграций, или их величина, определяется как сумма противоположных миграций, взятая по модулю. Показателем M н. от источника поступления наносов обычно служит вещественный состав последних и закономерности его изменения в продольном или поперечном направлении.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ НАНОСОВ — содержание в прибрежно-морских наносах различных минералов (всего их встречается более сотни). Наносы пес-

чанных, алевритовых и пелитовых размерностей (см. *гранулометрический состав наносов*) обычно состоят из минеральных зерен. В целом в их составе преобладает кварц. Во фракции мелкого песка содержится до 10% тяжелых минералов (с удельным весом более 2,7 г/см³). Часто встречаются роговая обманка, гранат, магнетит, эпидот, пироксены, рутил, авгит, циркон, турмалин, глауконит, пирит, оливин. Во фракции пелита преобладают слюды и глинные минералы. Процентное содержание тяжелых минералов в крупном алеврите нередко составляет десятки процентов. Однако минералогический анализ мелкого песка дает сравнительно больше информации для решения специфических задач литодинамики береговой зоны, чем анализ крупного алеврита. Иногда какой-либо из тяжелых минералов является в составе наносов абсолютно преобладающим. Так, известны пески магнетитовые, оливиновые.

Изучение закономерностей изменения М. с. н. не только позволяет установить участки наиболее интенсивной минералогической дифференциации наносов, но и служит одним из важных методов определения направления *вдольберегового перемещения наносов*, выявления границ участков *конвергенции потоков наносов*, а в некоторых случаях позволяет даже установить основные тенденции в развитии *береговой зоны*.

МУТНОСТЬ — концентрация в воде взвешенного вещества (взвеси). М. прибрежных вод зависит от состава прибрежно-морских наносов и разрушаемых пород клифов. В сильный шторм у глинистых берегов может достигать нескольких граммов на литр. Большую роль в распространении и концентрации взвешенных наносов играют паводковые выносы рек. Взвесь при этом распространяется на десятки километров, а непосредственно около устья М. достигает 10 г/л. При **обильном твердом стоке** из тонкой взвеси формируются особые типы илистого берега (например, в приустьевых районах рек Амазонка, Миссисипи, Хуанхэ, Дунай). У приглубых берегов мути высокой концентрации могут вызвать образование *мутевых (супензионных)* потоков. Они, как правило, наблюдаются в вершинах подводных каньонов, расположенных вблизи береговой линии.

В тихую погоду осевший из мути ил покрывает тонким слоем песок и галечник на подводном береговом склоне. Верхняя граница распространения этого слоя опре-

деляется силой предшествовавшего шторма. Глубина расположения постоянной границы илистого дна зависит от объема выносимой мути и бурности данного участка моря.

НЕЙТРАЛЬНАЯ ЛИНИЯ — линия на подводном береговом склоне с постоянным уклоном, на которой при данных волновых условиях концентрируются наносы определенной крупности. Понятие Н. л. введено в науку итальянским гидротехником прошлого столетия П. Корналья (Cognaglia, 1881). На участках выше Н. л. наносы данной крупности перемещаются к берегу, а на участках, находящихся ниже, — в сторону моря. Н. л. располагается на тем меньшей глубине, чем крупнее наносы и больше уклон дна. При увеличении параметров волн Н. л. смещается вниз по склону. Н. Феннеман (1902) и В. П. Зенкович (1946) показали, что механизм образования Н. л. приводит на откосах из рыхлых грунтов к изменению их рельефа. В ходе этого процесса формируются относительно широкие нейтральные зоны для частиц разной крупности. Если волнение с данными параметрами волн длится неограниченное время и запас наносов на дне достаточен, то нейтральная зона преобразуется в аккумулятивный профиль динамического равновесия подводного берегового склона.

НЕПРОПУСК — полное или частичное природное препятствие для вдольбереговых подвижек, миграций или потоков наносов. Непропуском может быть резко выступающий мыс, волновая тень за препятствием, участок берегового обрыва, основание которого уходит глубже зоны перемещения наносов, подходящая близко к берегу вершина подводного каньона и т. д. В указанных случаях, кроме последнего, с наветренной стороны от Н. происходит накопление наносов и выдвигание берега, а с подветренной — размыв и отступление.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ — содержание в наносах обломков разных горных пород, различающихся по происхождению, минералогическому и химическому составу, текстуре и структуре. Если на определенных участках берега имеются специфические петрографические типы пород, то П. с. пляжевых валунов и гальки может служить надежным индикатором направления движения и длины пути обломочного материала от источников его поступления. Так, еще В. А. Обручев (1908) отмечал попадание гальки Карадагского массива в Крым в район

Алушты, на расстояние около 100 км. Характерным примером на берегах Кавказа является перенос белых гранитов р. Шахе на юго-восток вплоть до мыса Пицунда (Зенкович, Кашин, 1949). Много примеров использования П. с. для определения длины вдольбереговых потоков наносов приводит А. Г. Кикнадзе (1970).

ПЛАЩ НАНОСОВ — донное накопление подвижных наносов неправильных очертаний обычно у расчлененных берегов. В отличие от исследования толщи наносов у ровных берегов при исследовании П. н. недостаточно выполнить несколько отдельных разрезов. Для того чтобы представить себе общую конфигурацию П. н. и его толщину на разных участках, необходимы более детальные исследования.

ПЛЯЖЕОБРАЗУЮЩИЕ НАНОСЫ — наносы, слагающие пляж на данном участке. Имеют различную крупность — от глыб и валунов до крупного алеврита. В обычных условиях диаметр частиц П. н. не может быть меньше 0,05 мм, так как более мелкие частицы не успевают осесть на дно (Божич, Джунковский, 1949). В общем случае крупность П. н. зависит от поступающего на пляж материала абразии, аллювиального или донного. У берегов приглубых на пляжах не могут удерживаться мелкие наносы. Одновременно с этим при большом поступлении материала к данному участку именно крупность наносов определяет уклоны дна в прибрежье.

ПОДВИЖКИ НАНОСОВ ВДОЛЬБЕРЕГОВЫЕ — термин, обозначающий *вдольбереговое перемещение наносов* за время действия одного волнения. В. В. Лонгинов (1963) предложил называть единичные П. н. *потоками наносов* и использовать при их изучении математический аппарат. По Лонгинову, в установившемся потоке расход не меняется со временем, хотя в общем случае такая зависимость существует. Можно отнести расход к 1 секунде. Такой расход, отнесенный к единице ширины сечения, перпендикулярного к направлению потока, называется элементарным расходом установившегося потока. Для неустановившегося потока следует говорить о среднем секундном расходе за данный отрезок времени, поскольку для него понятие элементарного расхода будет неопределенным. Интеграл элементарного или среднего расхода по всему сечению потока дает его полный расход, а интеграл расхода по времени — суммарный расход потока за данный отрезок времени.

Кроме величины расхода П. н. характеризуются кинематическим строением и *вещественным составом наносов* (см.). Кинематическое строение описывает распределение расхода по видам движения и по горизонтам потока, а в неустановившемся потоке — изменение этого распределения во времени. Вещественный состав показывает зависимость характера перемещаемых частиц наносов от координат данного сечения, а для неустановившегося потока — от времени. Экспериментально установлено (Bonnetille, Penneker, 1967) наличие максимума расхода, соответствующего частицам определенной крупности (в данном случае около 0,8 мм). Это важнейшее отличие вдольбереговых П. н. от движения частиц в поступательном потоке, где расход растет с уменьшением размера наносов.

ПОПЕРЕЧНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ (*transverse sediment drifting*) — перемещение наносов по нормали к берегу под действием придонных волновых скоростей. К П. п. н. следует также отнести возможные поперечные миграции наносов, связанные с действием компенсационных волновых течений, которые, как правило, не выносят материал за пределы береговой зоны.

Важнейшими факторами интенсивности как *поперечного*, так и *продольного перемещения наносов* являются исходные параметры волн на внешней границе береговой зоны, рельеф подводного берегового склона, состав прибрежно-морских наносов и некоторые другие (режим ветра, воздействие неволновых течений и пр.). При усилении волнения П. п. н. происходит в сторону от берега, а при ослаблении — к берегу. Это явление имеет и сезонный характер: сильные осенние штормы оттягивают часть наносов на подводный склон, суживая пляжи, а весенние, более слабые, восстанавливают их.

Особый вид П. п. н. — уход наносов за пределы береговой зоны по подводным каньонам. В связи с тем что каньоны пересекают эту зону почти по нормали к ее границам, максимальное поступление обломочного материала в них возможно либо при достаточно ярко выраженном его продольном перемещении, либо при избыточном поступлении его с суши на данном участке.

ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ НАНОСЫ — масса обломочных и иных твердых частиц, залегающих и перемещаемых в пределах береговой зоны. Часто в этом смысле применяются термины *береговые наносы* (*beach sediments*), *наносы волнового поля*, что не совсем точно от-

ражает их сущность. П. м. н. чрезвычайно разнообразны по гранулометрическому и вещественному составу. В береговой зоне преобладают песчаные отложения: значительно меньшую площадь занимают илистые, гравийно-галечные и валунные. Как правило, П. м. н. характеризуются высокой степенью сортировки, в том числе и по профилю подводного берегового склона, которая, однако, нарушается на участках, где смешивается материал различного происхождения (близ устьев рек, на участках поступления абразионного и биогенного материала и т. п.).

При интенсивном воздействии волнения П. м. н. свойственна обычно нормальная сортировка по гранулометрическому составу — крупнозернистый материал концентрируется близ уреза воды, а мелкозернистый — в нижней части подводного склона. Однако во многих случаях она нарушается либо из-за смены волнений различной силы, либо из-за наличия мощных источников поступления смешанного обломочного материала, например твердого стока рек. В таких случаях возможна инверсия сортировки, при которой близ уреза залегают наиболее мелкозернистые наносы, а ниже по склону — крупнозернистые. Частицы диаметром 0,14—1 мм обладают повышенной миграционной способностью по сравнению с другими фракциями наносов, для перемещения которых требуется быстро возрастающее количество волновой энергии (Ингл, 1971).

Обычно в составе П. м. н. преобладают песчаные частицы, чаще всего мономинеральные, преимущественно кварцевые и полевошпатовые. Для песчаных П. м. н. характерна примесь аксессуарных минералов; во фракции мелкого песка их в среднем содержится до 10%. В некоторых случаях наличие или приток со стороны больших количеств однородного по гранулометрическому составу обломочного материала может привести к минералогической дифференциации П. м. н. и к формированию в береговой зоне россыпей тяжелых минералов (см. *прибрежно-морская россыпь*).

ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ — толща наносов ниже активного слоя, которая при современных динамических условиях в движение не приходит. П. м. с. сохраняет состав и текстуру активного слоя (в частности, слоистость). В ходе эволюции береговой зоны П. м. о. могут быть представлены бывшими отложениями лагун или

более глубоких зон подводного берегового склона (последнее — при относительном поднятии уровня моря).

ПУЛЬСАЦИИ ПОДАЧИ НАНОСОВ — изменения количества поступающих в береговую зону наносов, обычно имеющие сезонный характер, хотя возможна и более длительная их периодичность. Отмечаются также катастрофические причины П. п. н., как, например, прохождение селей на горных реках или воздействие цунами. Как правило, подача аллювиальных наносов увеличивается в периоды снеговых и ливневых паводков на реках. Поступление наносов с абразионных берегов зависит от длительности периода и интенсивности штормов. П. п. н. вызывают временные обратимые изменения пляжей и аккумулятивных береговых форм и служат одной из причин флуктуаций линии берега на участках разноса обломочного материала.

РОССЫПИ СЛОЯ ВОЛНОВОЙ ПЕРЕРАБОТКИ — разновидность прибрежно-морских россыпей. Формируются в настоящее время в активном слое наносов на подводном береговом склоне и пляже. Будучи выработанными, они быстро возобновляются, однако больших запасов полезного компонента не содержат (Шуйский, 1969).

СЕЗОННЫЕ ПЛЯЖЕВЫЕ ЦИКЛЫ — изменения ширины и уклонов пляжа по временам года. Наиболее хорошо С. п. ц. выражены на прислоненных пляжах в условиях приливных берегов. Детально эти циклы описаны в зарубежной литературе (Баском, 1966). В менее четкой форме они наблюдаются на Черном море. Длиннопериодные волны зимних штормов сужают пляжи, оголяя тем самым подножие клифа и часть бенча; летние короткопериодные восполняют убыль наносов, и пляж становится шире. На свободных пляжах эта закономерность не выражена. Их ширина зависит от энергии волн и в зимний период бывает больше, чем в летний. Однако линия берега зимой временно отступает, а летом вновь выдвигается на прежнее место (см. *флуктуации линии берега*).

СЕЛЕКЦИЯ НАНОСОВ — разделение наносов по крупности вблизи оконечностей морских кос. Мелкие частицы, перемещение которых обусловлено волновыми течениями, стремятся двигаться в прямом направлении, в то время как крупные следуют по пляжу и прибрежному мелководью за изгибом оконечности косы. Благодаря этому на закруглении косы в ее теле и на пляже остается более крупный материал, входящий в состав общей мас-

сы наносов на прямолинейном участке ее береговой линии. Данное явление распространено достаточно широко. В частности, оно отмечается на косе Хель в Балтийском море и на косе Тендра — в Черном.

СЛОИСТОСТЬ ТОЛЩ НАНОСОВ — расположение частиц различной гидравлической крупности на пляже и подводном береговом склоне тонкими слоями, имеющими небольшое падение в сторону моря. Особенно четко выявляются прослой гальки и гравия среди песка, а в песке — концентраты тяжелых минералов. Характер пляжевой слоистости описан В. Г. Ульстом (1957), а также Н. В. Логвиненко и И. Н. Ремизовым (1957). С. т. н. на подводном склоне более грубая. Частный ее вид — градиционная слоистость (см. *дифференциация наносов*). Аналогичная слоистость формируется также в ложе подводных каньонов, если туда попадают прибрежно-морские наносы.

ТИПЫ АККУМУЛЯЦИИ НАНОСОВ — процессы и формы отложения наносов в береговой зоне, ведущие к изменению в ней рельефа дна и берега. *Механическая седиментация* определяется падением транспортирующей способности потока волновой энергии при изменении параметров волн и условий их подхода к берегу или изменением характеристик иных потоков, осуществляющих перемещение наносов. Ввиду того что основными источниками питания береговой зоны осадочным материалом служит твердый сток рек и поступление материала в результате абразии, механическая седиментация является преобладающим типом осадконакопления.

Химическая седиментация свойственна в основном полузамкнутым акваториям аридной зоны, таким, например, как Восточный Сиваш или Кара-Богаз-Гол. При этом процессе обычно преобладает естественная садка карбонатов ввиду их большего распространения и относительно малой растворимости. В условиях сильного испарения воды в состоянии перенасыщения переходят растворимые в ней соли и также отлагаются на дне. В открытом море низких широт происходит формирование известковых оолитов в виде шариков песчаной размерности. Они образуются, в частности, у восточных берегов Каспия.

Биогенная седиментация распространена шире. В составе прибрежно-морских наносов обычно содержится большое количество створок и обломков ракушки, обломков известковых водорослей и других рифообразующих

организмов. Не следует также пренебрегать и захоронением самого органического вещества в пределах береговой зоны, представляющей собой одну из наиболее высокопродуктивных областей океанов и морей. В биогенную седиментацию следует включать также и процессы перетолжения мелкодисперсных взвесей некоторыми бентосными организмами в виде фекальных шариков (*копролиты*), что осуществляется со скоростью, в несколько раз превышающей скорость осаждения органического вещества под действием силы тяжести.

УГОЛ «ФИ» (φ) — значение *угла подхода*, при котором емкость так называемого вдольберегового потока наносов при прочих равных условиях достигает максимума. При углах подхода меньших и больших У. ф. емкость потока падает, вследствие чего возможна частичная аккумуляция наносов, перемещаемых вдоль берега. Величина У. ф. зависит от крутизны волн и уклона дна. Она изменяется в пределах от 23 до 40°, если брать угол между волновым лучом (см. *волны*) и береговой линией.

УЧАСТОК НАСЫЩЕНИЯ ПОТОКА НАНОСОВ (неправильно называемый иногда зоной насыщения) — участок береговой зоны, на котором происходит возрастание нагрузки вдольберегового потока наносов. Такие участки могут быть выделены у медленно разрушаемых абразионных берегов, обычно вдоль боковых сторон их коренных выступов. Емкость потока на протяжении У. н. п. может быть одинакова, но его насыщенность (см. *вдольбереговой поток наносов*) возрастает по ходу перемещения наносов за счет поступления новых порций материала с разрушаемого берега. У. н. п. кончается там, где нагрузка потока уже не возрастает.

ФЛОТАЦИЯ — плавание песчаных и гравийных частиц, поддерживаемых на поверхности воды силами поверхностного натяжения. Переход наносов пляжа во флотируемое состояние возможен лишь в тихую погоду, при отсутствии турбулентного движения воды и осуществляется обычно во время приливов или при иных достаточно медленных повышениях уровня. Всплывшие песчинки объединяются в довольно крупные пятна, и в таком виде ветер с берега может их уносить в плавучем состоянии на сотни метров в море. В конечном счете они намокают и падают на дно. По-видимому, путем Ф. за пределы береговой зоны может удаляться в общем не-

значительная часть наносов. Для начала процесса Ф. необходимо, чтобы рыхлые отложения пляжа были сухими.

ФЛУКТУАЦИИ ЛИНИИ БЕРЕГА — попеременные смещения *уреза воды* на аккумулятивных участках берега, имеющие временный обратимый характер. Ф. л. б. зависят от чередования или периодичности штормов, а также от пульсаций в подаче наносов. На галечно-песчаных пляжах Пицунды достигают 10—15 м (Пешков, 1977). Ф. л. б. называются также *осцилляциями линии берега*.

ЭФФЕКТ БРУУНА — объяснение современного интенсивного размыва песчаных берегов медленным эвстатическим повышением уровня океана за последнее столетие. При этом пляжевый песок оттягивается на подводный береговой склон, а берег, согласно расчетам, должен отступать на 1 м при повышении уровня на 3 мм. Термин Э. б. распространен в зарубежной литературе и связан с именем П. Брууна (P. Bruun), давшего такое объяснение отступанию берега на востоке США (Bruun, 1962). Однако сущность этого эффекта проистекает из сделанных значительно раньше Брууна построений советских ученых (Зенкович, 1946; Леонтьев, 1955).

IV. АККУМУЛЯТИВНЫЕ БЕРЕГА И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В береговой зоне рассеивается энергия волн, волновых течений, прибойного потока, а также некоторых других видов прибрежных течений, не связанных непосредственно с ветровым волнением или зыбью (приливные, сгонно-нагонные и др.). На участках падения энергии происходит прибрежная аккумуляция, т. е. накопление наносного материала, что вызывает образование различных аккумулятивных форм рельефа — береговых или донных.

Собственно аккумулятивные типы берегов составляют около 30% общей длины берегов Мирового океана. Кроме того, значительную часть сложных берегов (сложных *выровненных* и *абразионно-аккумулятивных бухтовых*) также составляют аккумулятивные участки. В целом аккумулятивные берега едва ли не преобладают в масштабе Мирового океана, поскольку современная береговая зона в значительной своей части образовалась на месте окраин приморских равнин, подтопленных в ходе фландрской трансгрессии Мирового океана. Следовательно, исходный подводный откос на большом протяжении берегов мира был благоприятен прежде всего для возникновения и развития аккумулятивных форм рельефа береговой зоны.

Аккумулятивные формы (А. ф.) чрезвычайно динамичны и чутко реагируют на изменения режима подачи наносов, а следовательно, общего режима и динамики береговой зоны на больших протяжениях. А. ф. возникают в результате как продольного (вдольберегового), так и поперечного поступления наносов на данное протяжение берега. Из числа первых многие представляют собой дистальный конец потока наносов, где он теряет свою емкость полностью или частично. Это может происходить на участках изменения направления береговой линии (коренной выступ или входящий угол), когда меняется ее экспозиция относительно направления равнодействующей

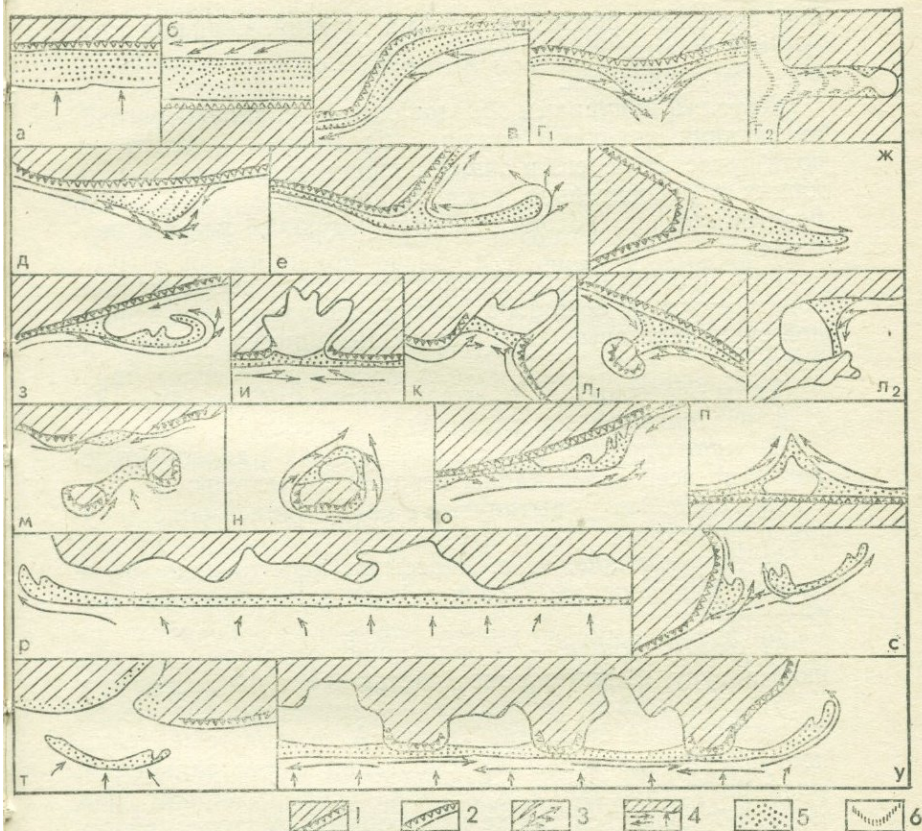


Рис. 12. Типы береговых аккумулятивных форм, по В. П. Зенковичу (1962).

Примкнувшие: *а* — терраса донного питания, *б* — то же вдольберегового питания, *в* — то же при заполнении входящего угла, *г₁* — симметричный выступ двухстороннего питания (наволоч, аккумулятивный мыс), *г₂* — симметричные выступы на противоположных сторонах бухты, формирующиеся вследствие падения энергии распространяющихся в нее волн, *д* — асимметричный выступ одностороннего питания. Свободные: *е* — коса, образующаяся при огибании потока наносов выступа берега, *ж* — стрелка (аккумулятивный мыс двустороннего питания), *з* — коса у ровного берега. Замыкающие: *и* — пересыпь в устье бухты, *к* — то же в средней части бухты, *л₁* — перейма (томболо), обусловленная блокировкой берега островом, *л₂* — то же при блокировке мысом, *м* — межжостровая перейма. Окаймляющие: *н* — скобовидная коса (двустороннее пи-

щей волнового режима и режима течений. Если при этом емкость насыщенного потока падает, то часть наносов здесь и отлагается.

Другими причинами образования А. ф. вдольберегового питания являются внешняя блокировка (защита от волн) участка берега и общее падение энергии волн, входящих в относительно узкие и длинные заливы, вдоль берегов которых потоки наносов следуют от устья к вершине.

При поперечном перемещении наносов вверх по подводному склону возникают вытянутые вдоль края коренной суши береговые бары или длинные примкнувшие террасы.

Типы береговых А. ф. весьма разнообразны (рис. 12). Они разделяются на следующие классы:

- 1) *примкнувшие*, т. е. соединяющиеся с коренным берегом по всей своей длине, террасы и выступы;
- 2) *свободные* — вытянутые в виде длинной полосы суши в акваторию (косы и стрелки);
- 3) *замыкающие*, т. е. пересыпи, перегораживающие заливы или *переймы* (*томболо*), соединяющие остров с берегом;
- 4) *окаймляющие* — отгородившие от моря внутреннюю лагуну, бывшую ранее частью морской акватории;
- 5) *отчлененные (островные)* — возникают обычно на поздней стадии эволюции других А. ф. при замедлении поступления наносов. Их очертания перестраиваются, размеры уменьшаются, и они постепенно отмирают. Они могут образоваться также на открытой мелководной акватории, представляя собой как бы зачатки береговых баров.

тание), *о* — петлевидная коса (одностороннее питание). Отчлененные: *р* — береговой бар (донное питание), *с* — аккумулятивный остров, возникший вследствие разрыва косы, *т* — то же сформированный в результате донного питания, *у* — сложная форма (береговой бар, прижатый к выступам берега); *1* — коренная суша с активным клиффом, *2* — берег с отмершим клиффом и пляжем, *3* — поток наносов и уход из него материала, *4* — миграции материала и подача его со дна, *5* — последовательность нарастания аккумулятивной формы, *6* — фронт волны, претерпевшей рефракцию (на схеме Г₂)

Степень мобильности А. ф. зависит от их типа и местных топографических условий. Свободные А. ф. существуют лишь при постоянной подаче материала к их корневой части, т. е. являются мобильными (смещаемыми). Если поступление наносов прекращается, они сдвигаются от места первоначального роста, деградируют, превращаются в отчлененные (островные), затем в реликтовые и могут исчезнуть. Примерами деградирующих А. ф. могут служить Суджукская коса в Цемесской бухте и коса Чушка на восточном берегу Керченского пролива.

Примкнувшие и замыкающие А. ф. могут сохраниться и превращаются в стабильные в том случае, если они расположены в вогнутости береговой линии, а их внешний край после прекращения подачи наносов может оказаться расположенным по нормали к подходу преобладающих волн. Некоторые примкнувшие А. ф. после прекращения подачи наносов могут быть уничтожены размывом.

Некоторые крупные А. ф., в частности береговые бары, унаследованы со времени завершения фландрской трансгрессии. Частично они продолжают эволюционировать и сейчас. Длительное (около 6 тыс. лет) относительно стабильное положение уровня океана и морей привело во многих местах к ослаблению абразии, что вызывает деградацию и отмирание А. ф. в результате заметного уменьшения питания наносами с абразионных участков.

Терминология относящаяся к А. ф. еще весьма далека от совершенства и подлежит дальнейшему уточнению. В книге сохранены названия и определения, предложенные В. П. Зенковичем (1946, 1962), а также некоторыми другими советскими авторами и получившие распространение в литературе.

Во всех последующих пояснениях термин *аккумулятивные береговые формы* будет обозначаться А. ф.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ БЕРЕГ (Aggradational shore, accretional shore) образуется в результате накопления *прибрежно-морских наносов* выше уровня моря. Может быть сформирован за счет аккумуляции материала, поступавшего в прибойную зону со дна моря, т. е. с подводного склона, поступающего вдоль берега с потоком наносов, приносимого в береговую зону иными, не волновыми процессами (например, аллювиальными золовыми и др.). Иногда называется *намывным* берегом.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ТЕРРАСЫ (beach plain) —

1) современная береговая А. ф., образовавшаяся в результате заполнения входящего угла или сформировавшаяся у ровного берега в процессе многократного причленения *береговых валов*, сформированных при поперечном перемещении наносов. Из них наиболее древняя («первая») серия береговых валов на всем протяжении примыкает к ранее существовавшей суше. А. т. может представлять собой начальную стадию роста аккумулятивного выступа; 2) морская терраса выше или ниже современной береговой зоны, сложенная прибрежно-морскими отложениями. Древние А. т. созданы теми же процессами при более высоких уровнях моря.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ФОРМЫ (aggradational features) — формы рельефа береговой зоны, образующиеся в результате накопления прибрежно-морских наносов на определенном участке береговой зоны, поступающих путем продольного или поперечного перемещения. Иногда именуются наносными формами.

По строению и очертаниям можно различать А. ф. *простые, двойные* (двойного питания) и *сложные*; в зависимости от источников и процессов питания наносами — простые и полигенетические. В зависимости от топографической ситуации, способствующей падению емкости потока наносов *элементарные* (простые) А. ф. возникают: 1) при заполнении входящего угла контура берега; 2) при огибании выступа берега; 3) при внешней блокировке берега; 4) на боковых сторонах узких заливов (*риасов, фьордов* и др.).

А. ф. *донные* (А. ф. д.) — различные положительные формы рельефа на подводном береговом склоне, образование которых связано с перемещением и накоплением донных наносов, поступающих к данному участку либо с донным потоком наносов, либо путем донного поперечного перемещения. В обоих случаях перемещение наносов происходит под действием волн и прибойного потока или волновых течений. О. К. Леонтьевым (1961) показано, что по ходу донного потока наносов, в зависимости от условий топографии дна (подводного берегового склона) могут возникать А. ф. д. (рис. 13), аналогичные по способу образования надводным, возникающим при заполнении входящего угла, при огибании выступа берега, при внешней блокировке. Кроме того, А. ф. д. могут возникать перед подводным препятствием на пути

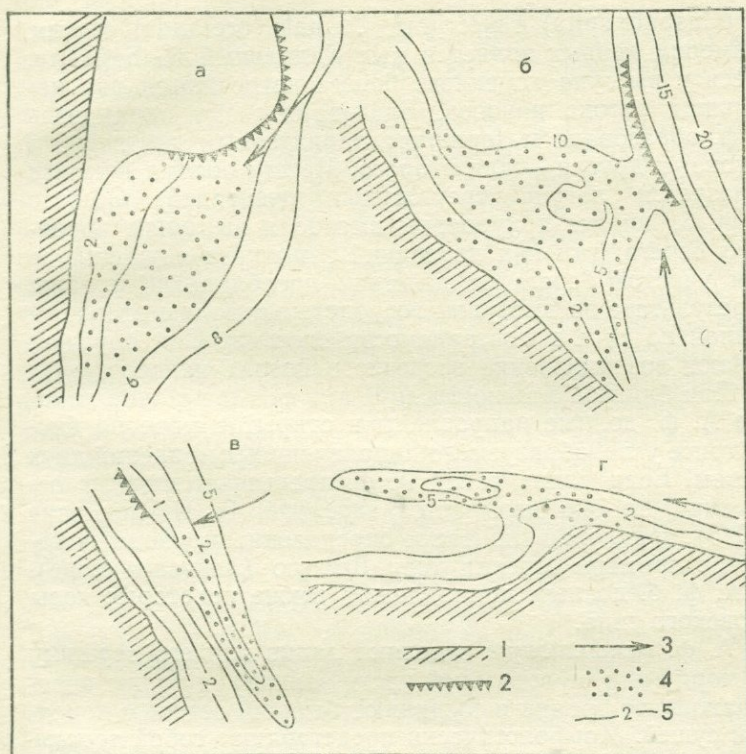


Рис. 13. Донные аккумулятивные формы, по О. К. Леонтьеву (1961):

а — аккумулятивная форма заполнения входящего угла, образуемого изобатами, *б* — то же при блокировке участка дна подводным препятствием, *в* — форма облекания, образующаяся при погребении подводного препятствия, *г* — подводная коса, создающаяся при огибании наносами выступа берега; 1 — берег, 2 — подводное препятствие, 3 — направление перемещения донных наносов, 4 — донные аккумулятивные формы, 5 — изобаты

потока наносов (например, перед грядой коренных пород, обнажающихся на дне). Р. Я. Кнапсом (1950) были описаны А. ф. д. в зоне блокировки участка подводного берегового склона волноломом.

А. ф. *двойные* (двустороннего питания) получают наносы за счет разгрузки двух встречных потоков. Наиболее обычны так называемые двойные треугольные ко-

сы (Cusplate spits) и выступы (Cusplate forelands). Ярким примером первых является мыс Кадильный на Байкале. Здесь у выступа коренного берега встречаются два небольших потока наносов. Благодаря этому одна ветвь А. ф. образована материалом, характерным для первого потока, а другая — для второго. Между обеими ветвями образуется лагуна треугольных очертаний. Обычно А. ф. б. донные приурочены именно к выступам коренного берега, так как последний защищает лежащий за ним участок берега от действия преобладающих волн. В результате за выступом господствуют волны второстепенной по силе и повторяемости системы. Они обуславливают возникновение встречного потока наносов.

При близкой мощности двух встречных потоков наносов А. ф. донные направлены в открытое море по биссектрисе угла, образуемого направлениями волнений двух систем. Если длина такой А. ф. превышает ширину основания, то она называется *стрелкой*. В. П. Зенкович (1946), предложивший такое определение, приводит в качестве примера стрелки косу Долгую (Азовское море). К А. ф. б. донным принадлежат также некоторые косы азовского типа.

А. ф. *замыкающие* отделяют залив или его вершину от моря (или от остальной части залива), а также перегородивают пролив и соединяют бывший остров с коренной сушей. Морфологически представляют собой *пересыпи* (в первом случае), *переймы*, или *томболо* (во втором). Генетически могут возникнуть при внешней блокировке берега островом или удлиненным мысом. В более редких случаях возникают в результате роста косы или в ходе причленения берегового бара к суше и к острову. Примером первого рода может быть Монте-Арджентаро (Италия), второго — Чуфудао на северном побережье п-ова Шаньдун в Китае.

А. ф. *индуцированные* возникают на участках, отгораживаемых от моря основной косой. Типичные А. ф. б. индуцированные образуются при заполнении угла у корневой части основной косы или нарастают в виде аккумулятивных выступов на противоположной стороне залива (например, коса Порсу в бухте Кендерли, Восточный Каспий).

А. ф. *окаймляющие* заключают в своем теле *лагуны*, бывшую ранее частью морской акватории. Различные их типы могут возникать при одностороннем или двусторон-

нем питании наносами. Частым представителем последних являются так называемые «двойные треугольные косы». Пример — коса Чаплина у юго-восточной оконечности Чукотского п-ва.

А. ф. отчлененные не соединяются с коренным берегом, т. е. представляют собой аккумулятивные (насыпные) острова. Могут образовываться либо в процессе деградации свободных *А. ф.* при размыве их корневых частей (пример — коса Тузла в Керченском проливе), либо представлять собой островные бары, которые являются одной из стадий развития берегового бара. Примеры — Фрисландские острова, являющиеся аккумулятивными островами, составляющими в совокупности крупный береговой (островной) бар, разделенный многочисленными проливами (существование проливов обеспечивается в данном случае сильными приливными и отливными течениями); береговые и островные бары залива Счастья на побережье Охотского моря.

А. ф. полигенетические (*А. ф. п.*) образуются в результате одновременного или последовательного действия нескольких факторов. В различных частях могут объединять черты различных элементарных *А. ф.* Примером *А. ф. п.* служит Аграханский п-ов на западном побережье Каспийского моря (Леонтьев, 1951, 1969). Он образовался в начале как бар на внешней границе авандельты Терека, затем, причленившись своим южным окончанием к суше, этот бар превратился в косу, т. е. в форму, связанную с разгрузкой потока наносов. Поток наносов возник после прорыва р. Сулак к морю через этот бар. Перемещаясь к северному окончанию бара, наносы стали наращивать северо-восточный край Аграханского п-ва, который благодаря этому приобрел черты свободной аккумулятивной формы, образующейся при продольном перемещении.

Полигенетичность Аграханского п-ва заключается также в том, что ее северо-западная часть формировалась самостоятельно. Здесь возник второй (индуцированный) береговой бар, образовавшийся под воздействием местной системы волнений, разгоняемых северо-восточным ветром в Кизлярском заливе и на взморье Терека.

А. ф. примкнувшие характеризуются тем, что своей внутренней стороной они на всем протяжении примыкают к коренному берегу. По В. П. Зенковичу, к ним относятся аккумулятивные террасы и аккумулятивные выступы

(см. *аккумулятивный выступ, наволок*). Такие элементарные аккумулятивные образования, как пляж, тоже по существу представляют собой примкнувшую форму.

А. ф. простые (элементарные) образуются при действии какого-либо одного фактора, например только внешней блокировки при однозначном направлении перемещения наносов, в отличие от сложных *А. ф.*

А. ф. реликтовые в настоящее время не получают питания и не соответствуют современной обстановке развития берега. *А. ф. реликтовые* обычно представляют собой или сильно перестроенные образования (Суджукская коса), или на их месте остаются лишь отмели (например, у мыса Еникале в Керченском проливе), или древние погребенные формы (например, погребенные аккумулятивные образования в Каркинитском заливе).

А. ф. свободные — дистальная оконечность их не прикреплена к коренной суше, а выступает в акваторию. К этому типу *А. ф.* относятся косы и стрелки. Первые могут быть двойными. Участок начала роста свободных *А. ф.* называется их *корневой частью*. У *оконечности* располагается дистальная часть.

А. ф. сложные — в их образовании играют примерно равноценную роль два или несколько факторов, обуславливающих образование *А. ф.* в условиях продольного перемещения наносов. В этом их отличие от полигенетических *А. ф.*, в образовании которых могут играть факторы как поперечного, так и продольного перемещения.

А. ф. узких заливов типа фьордов или риасов (наволоки, косы, пересыпи) могут возникать на тех участках боковых берегов, где происходит снижение емкости потоков наносов, идущих от входных мысов к их вершине. В отличие от других такие *А. ф. б.* могут образоваться и вдоль ровного участка боковой стороны залива. Снижение емкости потока наносов вдоль обоих берегов вызывается падением энергии волн вследствие растяжения их фронта при рефракции в акватории залива. Если потоки наносов идут вдоль обеих боковых сторон, то могут образовываться две аккумулятивные формы, растущие навстречу друг другу (см. рис. 12). В ходе роста возможно их соединение, и тогда первоначально возникающие свободные формы могут слиться и образовать замыкающую форму типа пересыпи. Она отчленит вершину залива от его приустьевой акватории. Такие образования описаны, например, П. А. Каплиным (1959) в фьордах Но-

вой Земли и А. Иониним — во фьордах коряцкого берега Берингова моря.

АККУМУЛЯЦИЯ. Применительно к береговой зоне А. представляет собой накопление наносов на берегу или на подводном береговом склоне. На определенном участке А. происходит в случае поступления на него большего количества наносов, чем то, которое может быть удалено с него при данных энергетических условиях (положительный бюджет наносов). Это относится как к влекомому, так и к взвешенному материалу.

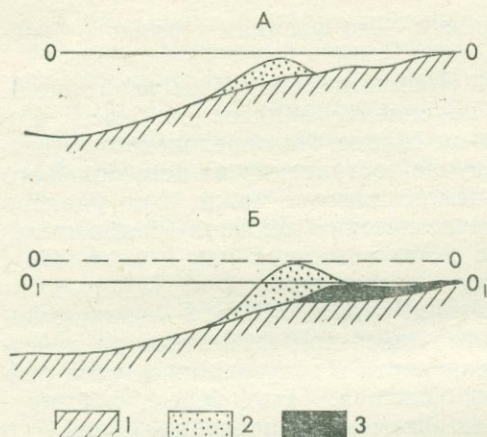
АЛЛЮВИАЛЬНО-МОРСКОЙ БЕРЕГ — аккумулятивный берег, образовавшийся при совместном воздействии как волнового транспорта и аккумуляции, так и речного (аллювиального) фактора. Такие берега формируются при впадении на низменном побережье большого числа небольших рек, твердый сток которых недостаточен для построения приустьевых дельт, а волновой фактор способен равномерно распределить этот аллювиальный материал вдоль берега. Примером А.-м. б. может явиться Самурское и Ленкоранское побережья Каспийского моря, Колхидское побережье Черного моря.

БАР БЕРЕГОВОЙ (иногда «барьер береговой») (barrier beach, barrier island) — надводная А. ф. (полоса наносов), образованная при их поперечном перемещении с последующей аккумуляцией. Б. б. бывают вытянуты вдоль ровного или расчлененного берега на расстоянии до сотен километров и отделяют от моря узкую акваторию лагуны. Б. б. — наиболее распространенные и самые крупные береговые А. ф., обычно сложенные материалом донного происхождения.

Предполагается, что многие Б. б. сформировались в ходе фландрской трансгрессии, т. е. реликтовые. В результате насыщения наносами некоторой зоны подводного берегового склона в ней начинается аккумуляция материала в виде подводной аккумулятивной формы, вытянутой примерно параллельно берегу, что отражает фронтальный подход волн и соответственно поперечное поступление донного материала в указанную зону (рис. 14). Теоретически вопрос о происхождении Б. б. разбирался еще Эли-де-Бомоном (1845), затем анализировался Д. Джонсоном (Johnson, 1919).

В. П. Зенкович, П. А. Каплин и некоторые другие исследователи показали, что Б. б. могут возникать также в результате затопления тыловой части аккумулятивной

Рис. 14. Схема образования бара:



А — стадия подводного бара, Б — стадия надводного бара (островного или берегового), 0 — 0 и 0₁ — 0₁ — последовательные стояния уровня моря; 1 — поверхность затопленной при трансгрессии равнины, 2 — отложения бара, 3 — лагунные отложения

террасы погружающихся берегов. Фронтальная часть постепенно нарастающей террасы остается над водой, образуя остаточную форму Б. б., а тыльная преобразуется в лагуну.

Существуют Б. б., образованные при современном уровне моря, обычно значительно уступающие по размерам описанным реликтовым образованиям. Примеры — о-ва Шанделер у северного побережья Мексиканского залива, о. Сахалин на оз. Байкал (бар, отчленяющий залив Провал).

Современный подъем уровня Мирового океана приводит к несоответствию баров как реликтовых форм современным гидродинамическим условиям, что обуславливает их почти повсеместный размыв.

Диагностическим признаком для определения, является ли данная форма Б. б., или же она образовалась при торможении потока наносов, может служить состав наносов. Материал явно донного происхождения, например ракушка, ракушечный песок, оолиты, подтверждает морское образование Б. б. Иногда об этом же говорят субаэральные реликтовые отложения, залегающие на подводном береговом склоне. Так, например, бар Меечкен

(побережье Чукотского п-ва) сложен материалом размыва флювиогляциальных отложений, слагающих подводный береговой склон (Ионин, 1959).

Смещение Б. б. в сторону суши происходит главным образом за счет переброски материала с морской стороны на береговую прибойным потоком. Некоторые исследователи (например, И. А. Правоторов, 1970) придают важное значение в этом процессе также миграциям *проранов*, или *прорв*, и формированию *проливных дельт* на лагунной стороне Б. б.

О. К. Леонтьев и Л. Г. Никифоров (1965) считают, что при постоянном уровне моря (океана) *бар* не может образоваться как надводная форма, т. е. его рост в высоту ограничивается глубиной разбивания волны, что доказывается экспериментальным моделированием в лаборатории. По мнению названных исследователей, эти формы образовались как подводные и существовали в качестве таковых в стадии наивысшего стояния уровня последней ледниковой трансгрессии Мирового океана, а затем после позднеперонской стадии (см. *фландрская трансгрессия*) в результате понижения уровня моря стали надводными образованиями.

БАР ДВОЙНОЙ — береговой бар, состоящий из двух аккумулятивных гряд, или гребней, разделенных узкой лагуной. В. П. Зенкович (1962) указывает, что такой бар может свидетельствовать о погружении берега. При поступлении материала на постройку бара как со стороны моря, так и со стороны лагуны погружение в наибольшей степени должно сказаться на его средней части, более древней и не получающей новых порций материала. Она постепенно оказывается ниже уровня моря и затопляется (рис. 15а).

БАР КРАЕВОЙ АВАНДЕЛЬТОВЫЙ (*морской бар*) — подводная или полуподводная аккумулятивная форма в виде выпуклой гряды, окаймляющей внешний край авандельты. Образуется в результате взаимодействия аллювиального и морского волнового фактора. Б. к. а. является подвижной формой в тех случаях, когда авандельта динамична. Так, например, Б. к. а. дельты Волги за последние десятилетия переместился более чем на 18 км к югу в связи с продолжающимся выдвиганием дельты в море. В отдельных случаях участки Б. к. а. могут выступать над уровнем моря, образуя более или менее стабильные острова. Такие острова окаймляют, на-

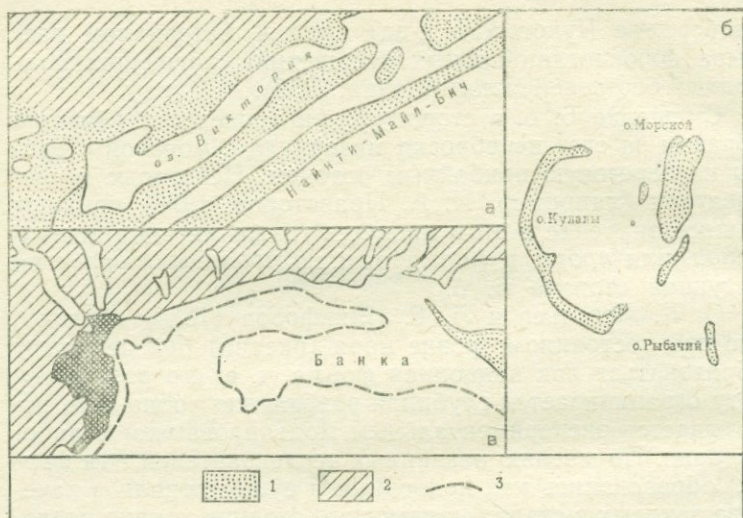


Рис. 15. Примеры баров:

а — двойной береговой бар, по Е. С. Ф. Берду, *б* — островной бар, по О. К. Леонтьеву, *в* — подводный бар, по В. П. Зенковичу; 1 — аккумулятивные формы, 2 — коренная суша, 3 — изобата

пример, авандельту Селенги на Байкале и называются здесь *каргами*. Они могут окаймлять также мелководье некоторых эстуариев, например в устье Печоры, где их называют *кошками*.

БАР ОСТРОВНОЙ (*barrier island*) — 1) *бар береговой*, находящийся в той стадии развития, когда отдельные участки его гребня выступают над водой в виде аккумулятивных вытянутых по простиранию бара островов; 2) аккумулятивная форма, образовавшаяся далеко от коренного берега поперечным перемещением наносов вверх по склону какой-либо отмели или банки и по мере развития превратившаяся в аккумулятивный остров. Такой Б. о. в силу своего топографического положения может и не превратиться в собственно береговой бар. Примерами могут служить острова Огурчинский и Куламы в Каспийском море, а также почти все наносные острова на коралловых атоллах.

БАР ПОДВОДНЫЙ — первая стадия развития бара берегового. Б. п. имеет тенденцию к перемещению в сто-

рону берега, что обуславливается переброской наносов волнами с морской стороны бара на его береговую сторону. Затем происходит выход на поверхность отдельных участков гребня бара. В результате достигается следующая стадия островного бара. При этом намечается уже достаточно четкое обособление лагуны, которая, однако, вследствие наличия ряда широких проливов между отдельными аккумулятивными островами еще довольно тесно связана с остальной частью моря.

Перемещаясь в сторону суши, Б. п. может причлениться в одном или нескольких местах к выступам коренного берега, тогда он входит в заключительную стадию развития и превращается в береговой бар. Между ним и коренным берегом обособляется лагуна.

БЕРМА ПЛЯЖЕВАЯ — слабо наклоненная в сторону моря зона (ступень) пляжа. На одном пляже могут быть две или три Б. п., разделенные более крутыми зонами. Внешняя Б. п. ограничена со стороны моря отсыпью пляжа или уступом размыва. Б. п. наиболее четко выражены на песчаных пляжах приливных морей. В отечественной литературе термин употребляется редко.

БЛОКИРОВКА БЕРЕГА (экранирование) — частичная естественная защита участка берега извне (островом, мысом, подводным препятствием или искусственным сооружением типа волнолома) от воздействия господствующих волнений. При Б. б. между ним и блокирующим элементом возникает зона *волновой тени*, в пределах которой воздействие волн сильно ослаблено. В результате блокировки образуются некоторые аккумулятивные формы, в частности *аккумулятивные выступы, перреймы (томболо)*. Они могут вырастать как от коренного берега, так и от блокирующего острова, если последний интенсивно абрадируется. Оба процесса могут происходить одновременно.

Степень блокировки зависит от *угла видимости* защищающего элемента со стороны коренного берега.

ВАЛ БЕРЕГОВОЙ (beach ridge) — форма рельефа тыльной стороны пляжа или аккумулятивных береговых террас, построенная прибойным потоком. В. б. может быть сложен галькой, гравием или песком, в отдельных случаях — ракушей. В. б. вытянут вдоль береговой линии. Внешний, т. е. обращенный в сторону моря, склон В. б., подверженный воздействию прибойного потока, представляет собой тыльную сторону пляжа.

Любая А. ф. создается путем последовательного при-членения береговых валов различного возраста, образующих различные, нередко резко несогласные по простира-нию системы. Песчаные В. б. часто нивелируются при действии ветра. Анализ взаимного расположения и мор-фологии В. б. — один из методов реконструкции истории развития той или иной А. ф.

Мелкие валообразные формы, возникающие на пляже и маркирующие разные градации величины заплеска, также нередко называют В. б.

ВАЛ ПОДВОДНЫЙ (submarine bar) — форма релье-фа, обычно сложенная песком, протягивающаяся вдоль берега на некотором от него расстоянии, измеряющемся десятками или сотнями метров. В. п. обычно приурочены к отмелым песчаным берегам и встречаются не в оди-ночку, а по нескольку В. п., более или менее параллель-ных друг другу. Длина В. п. может достигать многих ки-лометров, высота — до 4 м, ширина — десятков, иногда до 100 м. Глубина внешнего подножия удаленного от бе-рега В. п. в условиях Балтийского моря превышает 6 м. В большинстве случаев В. п. асимметричны; склон, об-ращенный к берегу, более крут, чем обращенный к морю. Особенно резко это выражено у ближнего к берегу, так называемого прибрежного подводного вала (Егоров, 1955). В периоды длительного господства нормальных к берегу волнений очертания В. п. могут стать фестонча-тыми.

В. П. Зенкович (1946) связывал образование В. п. с *забуруниванием* (частичным разрушением) волны и по-лагал, что В. п. — начальная стадия *берегового вала* (см. *бар подводный*), однако позже выяснилось, что *бары* и В. п. — явления разного масштаба. У Фейрбриджа (The Encyclopedia., 1968) В. п. получают определение как подводные гряды, сложенные наносами и более круп-ные, чем знаки ряби, но имеющие менее регулярное рас-пространение. Тот же автор считает, что В. п. можно классифицировать в зависимости от того, созданы ли они продольным или поперечным по отношению к береговой линии течением.

В. В. Лонгинов рассматривает В. п. как элементы профиля равновесия отмелого, сложенного наносами подводного берегового склона. В. п. образуются там, где происходит частичное разрушение волны, т. е. на глуби-нах, близких к двойной высоте волны. Множественность

В. п. определяется тем, что эта глубина неодинакова для волнений различной силы. Вместе с тем, как показали стационарные наблюдения Е. Н. Егорова, В. п. не обнаруживают заметной тенденции к смещению в сторону берега или в сторону моря, т. е., по-видимому, действительно являются элементами профиля равновесия. По данным Н. А. Айбулатова (1966), при продольном переносе материала последний перемещается с наибольшей скоростью по гребню В. п. Исследованиями В. Л. Болдырева (1961) установлено, что количество В. п. связано также с мощностью потока наносов: их больше там, где она возрастает.

При анализе динамики береговой зоны необходимо рассматривать не отдельные В. п., а их систему вместе с разделяющими их продольными ложбинами, глубина которых часто превышает среднюю для данной зоны дна. Указанная система в литературе на английском языке обозначается как Ridge and gunnel или Low and ball (King, 1972).

Детальные исследования Р. Кнапса (1959) у восточного берега Балтийского моря показали, что ширина зоны В. п., а также объем заключенного в них песка связаны с относительной наносодвижущей силой, ширина — с линейной, а объем песка — со степенной зависимостью. Кроме того, формированию серии многочисленных (до 6) правильных и ровных В. п. способствуют сильные вдольбереговые течения, наибольшие скорости которых приурочены к ложбинам между В. п.

ГИДРОБАРХАНЫ — донные аккумулятивные формы, напоминающие по очертаниям *барханы*, обычно сложенные крупным песком или ракушкой. Размеры Г. от 200 до 1500 м. Происхождение Г., по-видимому, связано с воздействием на донный грунт волновых, а возможно, также приливных и иных течений.

ГРИНДУ — валообразные аккумулятивные формы в дельте Дуная, по-видимому, аналоги *чениер* луизианско-тexasского побережья (см. *чениер*, *чениер-плен*).

ГРЯДЫ ОБЛЕКАНИЯ — донные формы рельефа в береговой зоне, образующиеся в результате погребения под наносами коренных выступов в виде гряд, обусловленных препарировкой прочных пород, слагающих подводный береговой склон. Такие образования были описаны, в частности, О. К. Леонтьевым на подводном берегу дагестанского побережья Каспийского мо-

ря, где широко распространены гряды известняков и песчаников миоценового возраста. В ряде случаев они оказываются погребенными под толщей песчано-ракушечных наносов, в результате чего и образуются Г. о. (см. рис. 13).

ГРЯДЫ ПОПЕРЕЧНЫЕ относительно берега (transverse ridges) образуются в различных условиях и представляют собой ритмичные формы: 1) Г. п. небольших размеров формируются течениями в подводных межваловых ложбинах; 2) у открытого морского берега в зоне отлива и на прилегающих мелководьях они достигают больших размеров — сотни метров в длину с несколько меньшим взаимным расстоянием. Гряды такого рода могут быть илистыми (побережье Гайяны), песчаными (Каспийское море) и даже галечными. Образование Г. п. двух указанных типов может быть вызвано только воздействием штормовых или приливных вдольбереговых течений, однако процесс их формирования не изучен; 3) распластанные, также ритмические гряды известны на крутых подводных свалах. Здесь их образование, видимо, связано с обваливанием и оползанием наносов с подводного склона. Это происходит на определенных локализованных участках, где наносы эродировывают поверхность свала. Таким образом, в данном случае Г. п. имеют остаточный характер; 4) на широких мелководьях Кубы и Флориды илистые Г. п. при росте выдвигаются выше уровня отлива. На них поселяются мангры, способствующие еще большему нарастанию грунта. Эти Г. п. закрепляются кораллами и стабилизируются. Подобные Г. п. до нескольких километров длиной имеют весьма сложные очертания. Они получили наименование keys («кис») в литературе на английском языке.

ДОННЫЕ ТЕРРАСЫ — аккумулятивные формы, образовавшиеся в результате относительного или абсолютного поднятия и осыхания бывшего дна моря. В отличие от береговых террас высота Д. т., как и высота коренной террасы (см. *терраса морская*), соответствует высоте древней береговой линии, совпадающей с тыловым швом террасы.

ЗАКОСКИ, или **ОФФСЕТЫ** (offset), — кулисно расположенные косые выступы, или небольшие (до десятков метров) косы временного характера. Формируются при подходе волн к урезу под углом менее 45° . Могут

состоять как из песчаного, так и галечного и даже валунного материала. Представляют собой миниатюрный аналог кос азовского типа.

ЗАПОЛНЕНИЕ ВХОДЯЩЕГО УГЛА — заполнение изгиба контура берега, приводящее к образованию аккумулятивных форм. А. ф. возникают в результате накопления материала, поступающего в вогнутость с вдольбереговым потоком наносов или в процессе встречных миграций. В ее вершине (см. рис. 12) угол между береговой линией и направлением равнодействующей волнового режима возрастает. *Емкость потока наносов* поэтому снижается, и начинается аккумуляция наносов. Теоретически дальнейшее их перемещение по ходу потока может осуществляться лишь после того, как дистальная оконечность аккумулятивной формы достигнет изгиба берега впереди и вогнутость берегового контура будет в значительной мере заполнена. К этому моменту профиль подводного склона образующейся аккумулятивной формы также изменится. Этим определяется местное увеличение емкости потока наносов, в результате его нагрузка возрастет и он может следовать дальше (Зенкович, 1946).

Морфологически описываемые А. ф. являются прикнувшими.

ЗНАКИ ВОЛНОПРИБОЙНЫЕ (swash marks) — 1) шнурообразные, обычно параболических или извилистых очертаний узкие полоски на поверхности пляжа, образованные скоплениями растительного или ракушечного детрита, водорослей, раковин или просто более крупных минеральных зерен, нередко засохшей пеной. З. в. маркируют пределы, которые оставляют «языки» прибойного потока (вершины заплесков); 2) различные ископаемые следы воздействия волнения на осадочные породы, оказываемого во время их формирования; в этом смысле ископаемые знаки ряби также можно отнести к этой группе.

ЗНАКИ РЯБИ, РИФЕЛИ (ripple marks) — комплекс форм микрорельефа на песчаном дне, представляющий собой сочетание (чередование) миниатюрных гребней и разделяющих их понижений. Как правило, З. р. параллельны друг другу, но бывают и пересекающиеся или разветвляющиеся системы. З. р. образуются в результате воздействия волновых колебаний слабой амплитуды на поверхность сыпучей среды, в данном случае — под-

водного берегового склона, сложенного песком. В Геологическом словаре (1973) отмечается, что знаки ряби могут возникать и на алевритовом грунте. Волновые З. р. имеют симметричный профиль, чем существенно отличаются от З. р. течения, у которых склон, обращенный против течения, обычно растянут, а противоположный склон — короткий и крутой, что сближает З. р. течения с ветровыми З. р. Анализ динамики формирования З. р. выполнен Б. Шуляком (1971).

КОЛЬЦЕВЫЕ ОСТРОВА (аккумулятивные) формируются в мелководных акваториях изометрических очертаний в результате перемещения донных наносов (песок, ракуша) с нескольких сторон к определенным центрам (обычно это локальные повышения дна). К. о. диаметром в сотни метров встречаются в лагунах, недавно образованных при выдвигении дельт (Хуанхэ, Нил и др.). Крупные К. о. известны на мелководьях Каспского моря и на рубеже среднего и северного участков Каспия. При одинаковом относительном воздействии волн со всех сторон К. о. получают правильные очертания. При преобладании волн с одной стороны очертания К. о. искажаются, но сохраняется замкнутая или полузамкнутая аккумулятивным телом акватория. К. о. относятся к классу *отчлененных аккумулятивных форм*.

КОСА (spit) — узкая надводная выдвинутая в акваторию полоса наносов; А. ф. из группы свободных. Косы могут быть разделены на *простые, двойные и сложные*. Простые косы образуются на участке, где происходит падение энергии волн вследствие изменения экспозиции берега, его внешней блокировки или по другим причинам, препятствующим дальнейшему перемещению наносов, поступающих к данному участку.

Двойные косы образуются в месте встречи двух потоков наносов (см. *аккумулятивные береговые формы двойные*). *Сложные косы* (compound spits) характеризуются одновременным или последовательным во времени участием различных факторов в их образовании. Обычно сложные К. состоят из нескольких разновозрастных систем береговых валов. Характерной особенностью сложных К., в особенности если их питание связано с соседним абразионным участком берега, являются *крючковидные отростки* (hooks), которые обычно представляют собой реликты прошлых стадий развития К.

В сложных и полигенетических косах наряду с системами береговых валов и зачастую различными эоловыми формами встречаются и реликты лагун — в виде озер, болот, солончаков или просто плоскодонных понижений.

Хотя косами обычно называют формы, образование которых связано с продольным перемещением наносов, нередко в обиходе определение К. применяется и к другим аккумулятивным формам, в том числе к *пересыням* и *береговым барам*, образовавшимся при поперечном перемещении наносов (например, косы Карабогазские, Кендерли на восточном побережье Каспийского моря).

КОСА ЗМЕЕВИДНАЯ (serpent spit) имеет тело с несколькими изгибами. Они образуются на участках неровностей коренного ложа морского дна. Пример — К. з., огораживающая бухту Константина (залив Академии, Охотское море).

КОСА ПЕТЛЕВИДНАЯ (looped spit), окаймляющая А. ф., создана под воздействием двух систем волнения: одной, распространяющейся под косым углом к берегу, что способствует при благоприятных условиях (например, при огибании выступа берега) образованию косы, и другой — зыби или ветровых волн, распространяющихся под прямым или близким к нему углом к берегу и имеющих тенденцию отклонять свободный конец косы в сторону берега. Очертания К. п. обычно асимметричны. Наиболее часто петлевидные формы образуются на берегах, окаймляемых узким шельфом или узкой полосой мелководья, так как большая глубина также препятствует дальнейшему росту косы в открытое море. Характерные примеры — коса Преск-Иль на оз. Эри, Улан-Хын — на Байкале.

КОСА СКОБОВИДНАЯ относится к окаймляющим и имеет двойное питание, очертания сглаженные, симметричные. А. ф. иногда вырастает в затененном от волн пространстве, за островом. Если остров расположен близко к берегу, то К. с. получает тенденцию превратиться в треугольную двойную косу, а затем в стрелку.

КОСА АЗОВСКОГО ТИПА — коса двойного питания и асимметричных очертаний, формирующаяся при очень малом угле между берегом и волновой равнодействующей. Распространены обычно не в одиночку, а группами (рис. 16). Наиболее типичны косы северного побережья Азовского моря, описанные

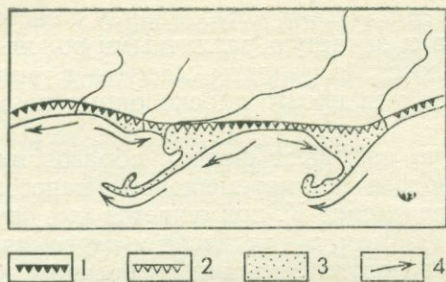


Рис. 16. Косы азовского типа (Бердянская и Обиточная):

1 — активный клиф; 2 — отмерший клиф; 3 — аккумулятивные формы; 4 — направление перемещения наносов

В. П. Зенковичем (1946), В. И. Будановым (1956) и А. А. Аксеновым (1955). По В. П. Зенковичу, «это аккумулятивные смещаемые мобильные формы, которые вырастают в открытую акваторию вследствие преобладания волн, ориентированных относительно берега под углом менее «ф».

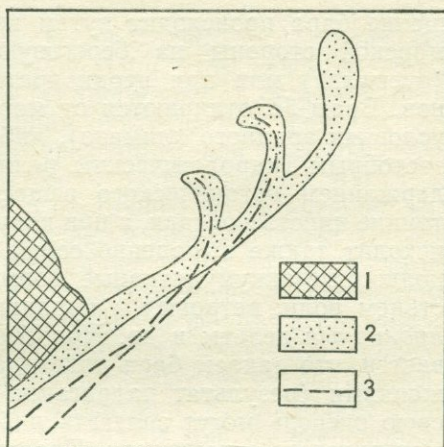
С подветренной стороны от основной косы образуется входящий угол, и одновременно в волновой тени возбуждается короткий вторичный поток наносов с направлением, противоположным основному. Его материал наращивает между косой и берегом вторичную форму заполнения угла. Таким образом, в К. а. т. различают два основных элемента: основное тело косы, формируемое материалом, поступающим из главного потока наносов, имеющее обычно вид массивного высокого вала, нередко усложненного эоловыми формами (дюнами, кучугурами), и примыкающую, индуцированную более низкую аккумулятивную форму, расположенную у корня косы и состоящую из серии высоких береговых валов и разделяющих их межваловых понижений.

Групповой характер распространения К. а. т. на берегах длинных лагун объясняется тем, что при общем генеральном направлении берега и остром угле подхода волн к берегу ситуация, способствующая образованию К. а. т., может повториться и на смежном участке, что приведет к образованию следующей К. а. т. и т. д. При этом рост первой косы как бы индуцирует и регулирует рост второй. По мере выдвигения первой сокращается протяжение участка берега, питающего вторую косу, а если еще формируется и третья коса, то выдвигение второй сказывается на развитии третьей и т. д.

Разновидностью К. а. т. являются многочисленные ко-

Рис. 17. Крючковидные отростки на внутренних сторонах кос:

1 — коренная суша; 2 — аккумулятивная форма; 3 — последовательные стадии эволюции косы



сы побережья Намибии, которые, однако, отличаются тем, что они имеют в своем строении также черты петлевидных кос (Леонтьев, Белодеденко, 1978).

КОСЫ ВТОРИЧНЫЕ вырастают с внутренней стороны от тела основной косы (также *пересыпи, стрелки*) по мере ее удлинения и соответствующего изменения очертаний поля волн. Обычно направлены к корню основной косы. Реликтовые крючковидные отростки кос к ним не относятся.

КРЮЧКОВИДНЫЕ ОТРОСТКИ (hooks) располагаются сериями на внутренней (тыльной) стороне кос, которые отгораживают от моря акваторию ограниченных размеров (рис. 17). Каждый из К. о. формировался за периоды преобладания волнений, нормальных к простиранию основной косы, и фиксирует стадии ее роста. Поскольку косы являются мобильными А. ф., то их тела могут постепенно наползать на ранее сформированные К. о. В таких случаях сохраняются только новейшие К. о. Пример — коса Чушка в Керченском проливе.

ЛАГУНА — 1) акватория, отделенная от моря береговым или островным баром и вытянутая в направлении общего простирания берега. Внутренние берега удлиненной Л. могут эволюционировать по специфическим закономерностям (Зенкович, 1952). *Береговой бар*, отделяющий лагуну от моря, в определенных условиях проявляет тенденцию надвигаться на лагуну. Этому благоприятствует относительное погружение побережья. Переме-

щение бара происходит путем переброски материала с морской стороны на береговую *прибойным потоком* (overwash) или при неоднократных миграциях проранов. Воды Л. отличаются от морских либо большей (в условиях аридного климата), либо меньшей соленостью, застойным гидрологическим режимом, повышенным содержанием органического вещества. В Л. отлагаются тонкие илстые осадки, а при повышенной солености происходит также выпадение солей. В Л. обычно развиты подводные аккумулятивные формы, связанные с воздействием волн, ветровых и приливных течений, например *проливные* дельты и др. При бурении часто обнаруживается, что наносы бара подстилаются лагунными отложениями (результат надвигания бара на Л.), а они в свою очередь могут залегать либо на морских, либо на материковых отложениях. Последний случай указывает на относительное погружение берега. Надвигание пересыпи на лагунные отложения возможно и при стабильном положении побережья за счет навевания на лагуну эоловых образований — дюн.

Это явление наблюдается, например, на пересыпи Куршю-Нерия (Советская Прибалтика), где происходит напользание огромных дюн на лагуну Куршю-Марес. Под их тяжестью происходит медленное выдавливание, дислокация лагунных отложений, образующих характерные валы выпирания, сложенные сапропелевыми лагунными илами (район Ниды);

2) лагуной называют также акваторию, расположенную между двумя смежными или соединяющимися А. ф., например вытянутые акватории, занимающие межваловые или межбаровые (при двойном баре) понижения, или треугольные акватории у основания двойных кос. В более широком геологическом понимании термина лагуна — это любой залив, отделенный полностью или частично от моря и имеющий отличную от него соленость. Так, геоморфологи даже иногда говорят о лагунах-лиманах, лагунах-фьордах (Каплин, 1959). Однако такое понимание термина Л. разделяется далеко не всеми специалистами;

3) Л. коралловая — акватория, отделенная от океана барьерным или кольцевым рифом (см. *риф барьерный, коралловые рифы*).

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СЕРИЙ БЕРЕГОВЫХ ВАЛОВ. Пространственное соотношение не-

скольких систем береговых валов, слагающих сложные, или полигенетические, А. ф., позволяет восстановить их происхождение и эволюцию. При этом рекомендуется исходить из следующих предпосылок: 1) береговой вал во время его формирования ориентирован параллельно береговой линии; 2) при срезании одной системы береговых валов другой системой, расположенной ближе к активно развивающейся в настоящее время внешней части А. ф., первая из них является более древней; 3) резкое несовпадение простирания береговых валов смежных разновозрастных систем свидетельствует о временном размыве береговой аккумулятивной формы после образования более древней системы; 4) свободные окончания береговых валов свидетельствуют об их формировании в условиях открытой акватории; 5) отгибание свободных окончаний береговых валов или их веерообразное расхождение обычно происходит в направлении роста формы.

При анализе эволюции береговых форм большую помощь оказывает изучение планов и аэрофотоснимков различных лет, съемки исторических и археологических документов и памятников.

НАВОЛОК, АККУМУЛЯТИВНЫЙ ВЫСТУП (Aggradational foreland) — примкнувшая аккумулятивная форма, часто образующаяся на участке блокировки или при отгибании потоком наносов выступа берега. Если отношение длины аккумулятивной формы к величине ее основания больше единицы, то данная форма является косой или стрелкой, если равно единице или меньше — наволоком. Н. треугольных очертаний обычно образуется на участке конвергенции двух потоков наносов.

ОГИБАНИЕ ВЫСТУПА БЕРЕГА потоком наносов может приводить к образованию А. ф. Они возникают в результате уменьшения угла между береговой линией и направлением равнодействующей волнового режима, если при этом происходит снижение емкости потока наносов. Сначала за перегибом берега образуется *аккумулятивный выступ*, затем по мере удлинения его дистальная оконечность отрывается все дальше от коренной суши и превращается в свободную аккумулятивную форму — *косу* (см. рис. 12).

ОТКЛОНЕНИЕ УСТЬЕВ РЕК (stream deflection) происходит в условиях мощного вдольберегового потока или большого размаха миграций наносов. Коса, вы-

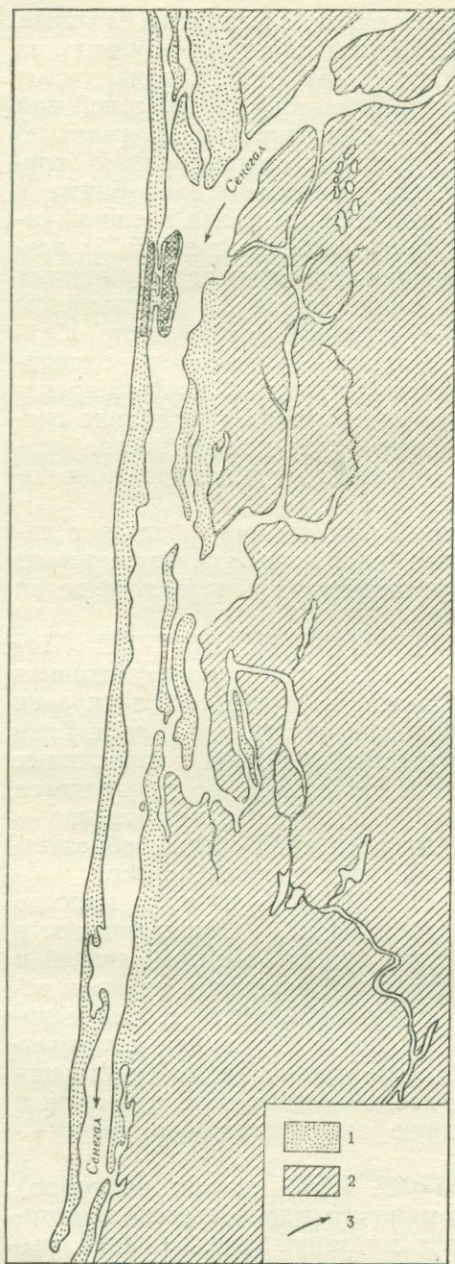


Рис. 18. Отклонение устья р. Сенегал, по И. В. Самойлову (1952): 1 — аккумулятивные формы; 2 — коренная суша; 3 — направление течения реки

растающая поперек речного устья, отклоняет его в одну сторону и продолжает свой рост. Русло реки при этом вытягивается вдоль моря. Устье р. Сенегал (рис. 18) отклонено указанным образом на 26 км, а р. Веби-Шебели на сомалийском побережье — на 400 км. В СССР также на десятки километров отклонены «кошками» устья большинства рек Западной Камчатки, в меньшей степени — малые реки Колхиды.

Благоприятным фактором для О. у. р. является приглубость взморья и обширная акватория, обеспечивающая большой разгон волн.

В вершине лагунообразного нижнего участка реки может возникнуть дельта, которая во многих работах называется *блокированной*.

ОТСЫПЬ ПЛЯЖА — миниатюрный уступ, обычно сложенный более грубым, чем остальной пляж, материалом. Образуется при слабых волнениях и как бы ограничивает подводную часть пляжа. Расположен в полосе максимальных скоростей *заплеска*. При значительных волнениях обычно исчезает.

ПЕРЕЛИВ ПРИБОЙНОГО ПОТОКА (overwash) через тело свободных и аккумулятивных форм может происходить при сильных штормах и служит тем механизмом, который приводит к общему их сдвигу в сторону берега. П. п. п. подробно изучен по восточному берегу США. В отечественной литературе иногда применяется термин *перехлестывание волн*.

ПЕРЕЙМА (ТОМБОЛО) (Tombolo) — береговая аккумулятивная форма, соединяющая бывший остров с коренным берегом или два острова между собой. Различают простые и сложные П. Последние обычно состоят из нескольких полос суши, имеющих различный генезис и нередко разный состав слагающих их наносов (Зенкович, 1943, 1962). Чаще всего нарастают от коренного берега в результате его блокировки, но иногда строятся из продуктов разрушения острова. П. могут представлять собой формы, связанные с причленением берегового бара к берегу и к острову (см. рис. 12) или причленением к берегу косы, сформировавшейся на тыловой стороне блокирующего элемента. Сложные П., как и любые другие сложные А. ф., иногда включают в свое тело реликты бывших лагун или участки суши, чуждые им по генезису, бывшие коренные острова, реликты древних, в основном размытых аккумулятивных форм и т. д.

ПЕРЕСЫПЬ отделяет от моря лиман или вершину залива любого происхождения. Генетически может представлять собой береговой бар, форму, образовавшуюся в результате блокировки берега, или косу, достигшую в ходе роста своим дистальным окончанием противоположного берега залива. Сложные П., как и сложные *переймы*, обычно состоят из нескольких систем разновозрастных береговых валов и могут включать в себя реликты бывших лагун, а также генетически чуждые элементы суши (см. рис. 12).

В английской терминологии по положению в заливе различают устьевые (Baymouth bar), вершинные (Bayhead bar) и срединные (Midbay bar) П.

ПЕСЧАНЫЕ ВОЛНЫ формируются на подводном склоне у отмелых берегов, преимущественно приливных морей или на участках, подверженных нагонам. В отличие от валов *подводных* П. в. образуют десятки рядов одинаковых форм, симметричных и весьма сглаженных. Высота их обычно менее 1 м, ширина — до 20 м и даже более. Хорошо просматриваются с самолета. Механизм их образования не изучен.

ПЕСЧАНЫЕ ОБЛАКА — плоские, бесформенные скопления песка (щитовидные отмели) на подводном склоне и прибрежных мелководьях. Непостоянны и смещаются под действием волн и течений. Описаны на Западном Каспии (Шарков, 1964). Широко распространены в условиях отмелого коренного дна («плита»).

ПЛАЩ НАНОСОВ — пляжевое или донное накопление подвижных наносов разных очертаний у расчлененных берегов. В отличие от ровных берегов здесь, при исследовании П. н., недостаточно выполнить несколько отдельных профилей. Необходимо более детальное исследование, чтобы представить себе общую конфигурацию П. н. и толщину его слоя на разных участках.

ПЛЯЖ (Beach) — элементарная А. ф. (накопление наносов), образовавшаяся в зоне прибойного потока. В. В. Лонгинов (1963) различает по форме поперечного профиля два типа пляжа — *прислоненный* (односклонный, неполного профиля) и пляж *свободный* (двусклонный, полного профиля), морфологически выраженный в виде распластанного берегового вала перед неизменной сушей (рис. 19).

По составу слагающего материала различают пляжи валунные, галечные, гравийные, песчаные, ракушечные,

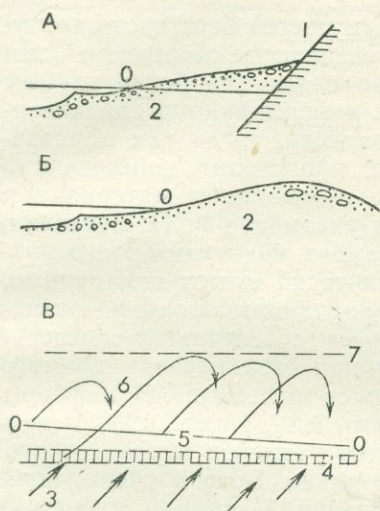


Рис. 19. Пляж:

А — прислоненный, Б — полного профиля, В — основные элементы динамики; 1 — клиф; 2 — аккумулятивная форма; 3 — направление подхода волны к зоне их опрокидывания (разбивания); 4 — зона опрокидывания; 5 — отсыпь пляжа; 0—0 — линия уреза воды при штиле; 6 — направление прибойного потока; 7 — линия заплеска (верхняя граница пляжа). На схемах А и Б показан характер сортировки материала по профилю

коралловые и др. Сортировка материала на пляже находится в соответствии с распределением скоростей в прибойном потоке, но нередко к верхней части пляжа, именуемой гребнем или вершиной заплеска прибойного потока, бывает приурочена зона более грубого материала (см. рис. 19), что связывается с забросом сюда крупных частиц отдельными, наиболее крупными волнами.

В современных отечественных работах фигурируют три различных понимания термина *пляж*: 1) пляж данного волнения, т. е. зона действия наблюдаемого в данный момент прибойного потока; 2) пляж в более широком понимании, охватывающий морской склон аккумулятивной формы со следами недавних волнений, обычно выраженных в виде небольших береговых валов, соответствующих зоне действия прибойных потоков различных по силе (балльности) волнений, действовавших в течение длительного периода; 3) примкнувшая А. ф., образованная при среднем многолетнем уровне моря, обычно несущая на себе серию береговых валов — аналог понятия современная *береговая аккумулятивная терраса*.

ПЛЯЖЕВЫЕ ФЕСТОНЫ (Beach-cusps) — серии ритмичных форм мезорельефа пляжа, представляющих собой сочетание миниатюрных (2—5 м в поперечнике у галечных пляжей и до 40 м на песчаных) треугольных

мысов и разделяющих их вогнутостей берегового контура, придающих линии уреза извилистые очертания. Сами фестоны — выступы — обычно слагаются более грубым материалом, чем вогнутости, и формируются при дивергенции смежных потоков заплеска, тогда как в разделяющих фестоны ложбинах происходит конвергенция потоков, сопровождающаяся вымыванием материала и сносом его к фестонам. Как указывает В. П. Зенкович, «мы не можем объяснить самого механизма этого ритмического процесса, но физический смысл его, видимо, заключается в том, что гофрированный рельеф поверхности с пляжевыми фестонами обеспечивает наименьшую концентрацию энергии при столкновении прямого и обратного прибойного потоков на пляже». Все авторы (Зенкович, 1946, 1962; Johnson, 1919, Иванс, 1938, и др.) отмечают большое постоянство размеров образовавшихся на том или ином участке пляжа П. ф. и очень узкий диапазон условий их образования. Например, на песчаных берегах они образуются при высоте волн не более 1 м и при угле подхода волн, близком к прямому. В зарубежной литературе выражено мнение о том, что первопричиной формирования П. ф. являются Лангмюровы вихри (Campbell Coleman, 1977).

ПРОРАН, ПРОРВА, ПРОХОД (inlet) — пролив, ведущий из моря в лагуну через береговой бар или в бухту через пересыпь. В некоторых случаях образуется в результате частичного размыва пересыпи или свободной аккумулятивной формы. И. А. Правоторов (1970) показал, что миграция проранов, их появление то в одном, то в другом месте с последующим их «залечиванием» могут способствовать сдвиганию в сторону суши участков бара или пересыпи и надвиганию отложений ее на дно лагуны.

П. особенно часты в приливных морях.

СТРЕЛКА — симметричная свободная аккумулятивная береговая форма двустороннего питания, далеко выдвинутая в акваторию. Иногда термин С. неправильно применяется к другим аккумулятивным формам (например, Арабатская стрелка в Азовском море), так же как настоящие С. называются косами. Типичные примеры С. — Долгая коса (Азовское море), Коса Чаплина (Берингово море).

ЧЕНИЕР (Chenier) — грядовые аккумулятивные формы типа береговых баров или крупных береговых ва-

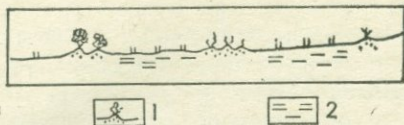


Рис. 20. Схематический профиль чениер-плена:
1 — чениер; 2 — марши

лов, группирующиеся в системы параллельных друг другу форм, разделенных узкими заболоченными и плоскими понижениями. Ч., в частности, очень характерны для прибрежной болотистой низменности в штате Луизиана и прилегающей прибрежной части Техаса. Развиты такие в дельте Дуная, где называются *гринду*.

Гряды сложены песком, гравием, ракушей, пространства между ними — илистыми грунтами. Название «чениер» взято от древнефранцузского *chene* — «дубки», «дубняк» и связано с тем, что Ч., будучи приподнятыми участками среди болотистой равнины (*чениер-плен*), нередко покрыты древесной или кустарниковой растительностью, в том числе и зарослями мелкого кустарникового дуба (рис. 20).

ЧЕНИЕР-ПЛЕН (*Chenier-plain*) — тип побережья, характеризующийся развитием *чениера*. На примере Ч.-п. Луизианы можно видеть, что этот тип побережья формируется при совместном участии волнового и речного (аллювиального) факторов. По исследованиям Гулда и Мак-Фарлана (1959) и др. устанавливается синхронность образования отдельных зон Ч.-п. и генераций дельт р. Миссисипи, которых в голоцене выделяется шесть (последняя стадия — дельта «бердфут» — начала формироваться около 450 лет назад). В периоды образования той или иной генерации дельты на соседний участок побережья поступало большое количество илистого материала и формировались плоские заболоченные межваловые пространства Ч.-п. По-видимому, сходная картина наблюдалась и в других местах развития побережья типа Ч.-п., например побережья Гвианы (Vann, 1959), низменного побережья Албании (Логачев и др., 1964) и др.

ЭВОЛЮЦИЯ УДЛИНЕННЫХ АКВАТОРИЙ происходит под воздействием волн, распространяющихся вдоль оси лагуны (продольные волны) и подходящих к ее берегам под очень острыми углами. Это вызывает образование береговых аккумулятивных форм — *кос азовского типа*, выдвигающихся в акваторию и расчле-

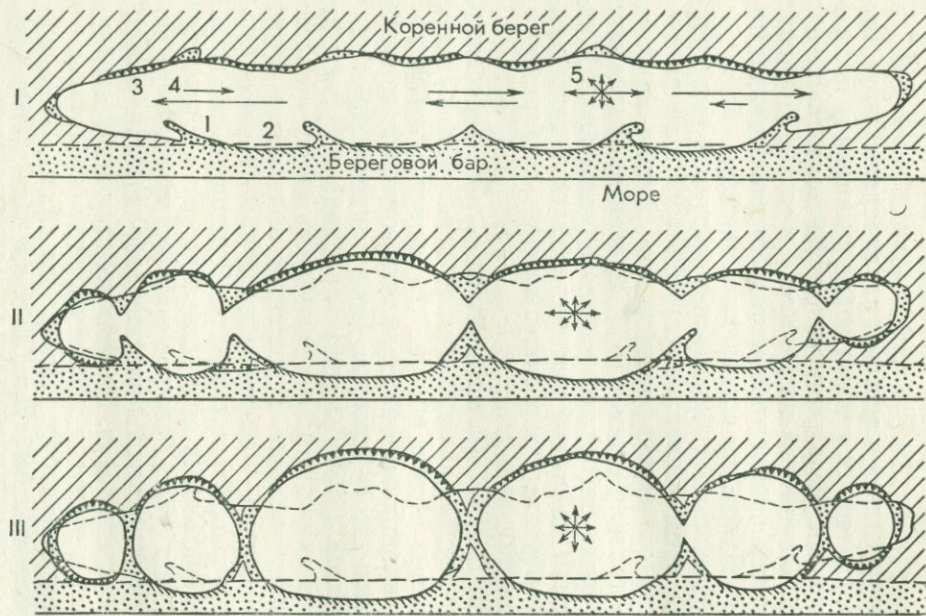


Рис. 21. Схема эволюции лагуны:

I, II, III — последующие стадии; *1* — аккумулятивные формы, *2* — участки размыва берегового бара, *3* — участки абразии, *4* — потоки волновой энергии внутри лагуны, *5* — розы волнений

няющих берега на отдельные бухты. По мере выдвижения кос в акваторию изменяется волновой режим в лагуне. Сужение акватории не позволяет продольным волнам достигать прежних размеров, но волны других направлений (поперечные) сохраняют прежнюю силу или даже увеличиваются. Изменяется структура волновой равнодействующей, и волны уже не подходят к берегу под очень острым углом. Исчезает тенденция к нарастанию новых кос, и усложнение контура берега сменяется его выравниванием (рис. 21). Каждая коса, выдвинутая в акваторию, становится блокирующим элементом для участка противоположного берега, где аккумуляция наносов происходит против дистального окончания форм, перегораживающих акваторию. В результате акватория разделяется на отдельные округлые бассейны (Зенкович, 1952).

V. ВОЛНОВАЯ АБРАЗИЯ И АБРАЗИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Основной разрушительной и созидательной силой в береговой зоне являются морские волны. Их разрушающее воздействие на берег объединяется под термином *абразия*. Последняя разделяется на чисто *волновую (механическую)* и *термическую абразии*. Прилагают обычно указанный термин и к процессу разрушения берегов и дна в результате химического воздействия морской воды (*химическая абразия*), хотя роль волнений в данном случае незначительна. Наиболее обычны береговые формы рельефа, созданные механической абразией, которой в основном и посвящен настоящий раздел. Этому процессу подвержены в большинстве случаев и морские гидротехнические сооружения.

К наиболее распространенным формам рельефа, образованным в результате механической абразии, относятся *клифы* и *бенчи*, выработанные в плотных коренных породах, а также береговые *откосы*, сложенные рыхлыми породами. В последнем случае применяется термин *размыв*. Отступление коренного берега при абразии происходит путем выработки у подножия клифа *волноприбойной ниши*, последующего обрушения нависающего над ней массива породы и тем самым расширения полосы бенча. Абразия прекращается при достижении подводным береговым склоном *абразионного профиля равновесия*. В зависимости от класса пород по степени устойчивости к абразии возникают различные формы рельефа, обусловленные *селективной абразией*. Это — абразионные останцы, морские ворота, абразионные дуги, гроты и т. д. В процессе селективной абразии образуются также различные типы *бенчей (валунно-глыбовый, грядовый, щебенчато-глыбовый)* и *клифов*. Степень устойчивости пород, слагающих морские берега, обуславливает различную скорость их разрушения морем. В формировании современных берегов, в частности кли-

фов, в ряде случаев значительную роль играют денудационные процессы. Еще большую роль эти процессы начинают играть после выхода абразионных форм рельефа из-под волнового воздействия и образования абразионных террас (см. *лестницы береговых террас*). Надводные абразионные террасы формируются при относительном поднятии берега (см. *эволюция берегов при относительном поднятии*), а подводный их комплекс — при относительном опускании берега (см. *эволюция берегов при относительном опускании*). В некоторых случаях в образовании комплекса древних абразионных террас основную роль играет унаследованность береговых процессов (см. *древние береговые линии*). Изучение абразионных террас и анализ изменения высотного положения береговых линий на абразионных берегах имеет большое значение при палеогеографических и палеогеоморфологических построениях.

При анализе абразионных процессов в береговой зоне моря необходимо иметь представление о следующих терминах, определениях и понятиях.

АБРАЗИОННАЯ СКУЛЬПТУРА — комплекс форм мезо- и микрорельефа, возникающих при обработке волнами весьма устойчивых пород. Если породы массивны, происходит шлифовка их отдельностей (формы «вытачивания»). При трещиноватых породах преобладают формы «выламывания» отдельных блоков (Зенкович, 1937, 1962).

АБРАЗИОННЫЕ ДУГИ — вогнутости береговой линии относительно правильных очертаний и с малой стрелой прогиба. Встречаются одиночно или в виде гирлянд из нескольких А. д. Образуются при чередовании пород различной степени устойчивости по протяжению береговой линии, благодаря чему скорость абразии на различных участках не одинакова. На протяжении берега с А. д. абразия повсеместно активна, о чем свидетельствуют активные клифы.

АБРАЗИОННЫЙ ОСТАНЕЦ, или **КЕКУР** (Stack) — изолированная скала в море, сложенная прочными породами и обособившаяся в результате абразионной препарировки (см. *селективная абразия*) морских берегов. Кекуры могут достигать высоты в несколько десятков метров и располагаться в одиночку или группами на некотором расстоянии от берега в море. Обособление А. о. может произойти только в тех случаях, когда скорость

разрушения вмещающей породы намного превосходит таковую включенных элементов прочной породы.

АБРАЗИОННЫЙ УСТУП — термин употребляется в литературе для обозначения клифов и откосов коренных пород малой высоты (первые метры или доли метра). Для рыхлых пород применим термин *уступ размыва*. Последний имеет иногда временный характер.

АБРАЗИЯ ПРИ ПОГРУЖЕНИИ БЕРЕГА (относительном) зависит от первичных уклонов затапливаемой морем поверхности. Глубины на взморье при погружении увеличиваются, и волны с большей силой воздействуют на дно. Выработка *бенча* зависит от прочности пород, слагающих подводный склон, и соотношения темпов A . и повышения уровня моря. При A . вертикального клифа и темпе его разрушения, равном скорости погружения берега, уклон поверхности образующегося бенча будет приближаться к 45° . При более быстром подъеме уровня бенч получит еще больший наклон, а в случае ничтожных темпов A . прибрежные обрывы окажутся погруженными в море без заметных изменений (см. *обрыв береговой*).

Одним из признаков погружения является образование широких бенчей (наблюдаются до глубин 30—50 м), поскольку образование последних происходит только в приурезовой полосе. Затопленные бенчи и другие формы абразионного рельефа известны на Западном Кавказе, Западном Сахалине, на озерах Байкал и Иссык-Куль и др. Признаком погружения абразионного берега является также приуроченность подножия клифа к зоне отлива, а не прилива, как это отмечается в общем случае. Указанный признак погружения абразионного берега выявлен О. К. Леонтьевым при исследовании берегов Китая.

Усиление абразии приводит к обильному поступлению наносов. Из них образуются пляжи и аккумулятивные береговые формы.

АБРАЗИЯ ПРИ ПОДНЯТИИ БЕРЕГА (относительном). Если профиль подводного склона до начала поднятия был близок к равновесному, то подножие клифа вместе с приурезовой зоной бенча выйдет за пределы волнового воздействия и A . прекратится. Соответственно замедлится поступление обломочных продуктов размыва на аккумулятивные формы, питающиеся за счет A . берега. Береговая линия сместится в пределы осу-

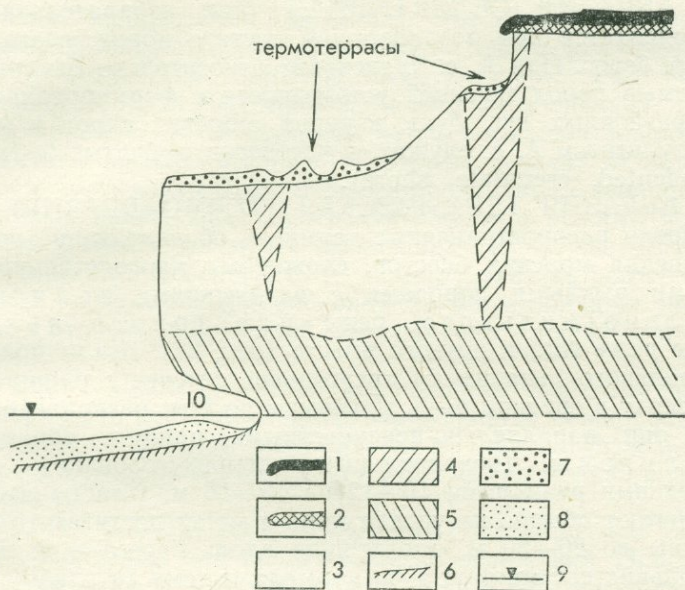


Рис. 22. Схематичный абразийный профиль термоабразийного берега. Составлен Б. А. Поповым с учетом схем Е. Ф. Скворцова (1930), М. М. Ермолаева (1933) и Х. Дж. Уокера (1976):

1 — оттаивающая поверхность тундры; 2 — остаточный слой сезонного промерзания; 3 — толщина многолетнемерзлых рыхлых пород; 4 — полигонально-жильный лед; 5 — пластовый лед; 6 — поверхность коренного подводного склона, выработанного в многолетнемерзлых породах (подводная термоабразийная терраса); 7 — продукты термоденудации; 8 — продукты термоабразии; 9 — среднемноголетний уровень моря; 10 — термоабразийная ниша

шающегося бенча. Его поверхность обычно имеет уклоны, недостаточные для того, чтобы А. продолжалась при новом положении береговой линии. В целом (Ионин, Каплин, 1956) медленное поднятие берега способствует не только расширению, но и выравниванию поверхности бенча. При этом большое значение имеет прочность горных пород. После затухания А. и образования поднятых бенчей в ряде случаев возможна новая активизация процессов на более низком уровне, поскольку у края бенча обычно уклон дна увеличивается.

АБРАЗИЯ СЕЛЕКТИВНАЯ (или избирательная) проявляется при неоднородном составе пород, слагающих берег. При А. с. происходит относительно быстрый размыв пород меньшей устойчивости с формированием абразионных дуг, бухт, кекуров, морских ворот и др. Результатом А. с. служат, в частности, зубчатые берега (*indented, crenulate shore*).

АБРАЗИЯ ТЕРМИЧЕСКАЯ (ТЕРМОАБРАЗИЯ) — широко распространенные термины, обозначающие разрушения морских берегов, сложенных многолетнемерзлыми рыхлыми породами с включениями полигонально-жильного, реже пластового льда, еще реже того и другого вместе (рис. 22). Жилы полигонального льда имеют треугольное сечение с шириной поверху в среднем 4—5, максимум до 8 м; располагаются они параллельно-перекрестными рядами, образуя полигоны (неправильные четырехугольники) со средними размерами 10—12 на 15—16 м. Пласты льда залегают обычно на уровне моря и могут достигать толщины до 20—30 м, протяжения вдоль берега — до нескольких сот метров, а по нормали к нему (в глубь суши) — до нескольких десятков метров.

Процесс А. т., в полной мере присущий лишь берегам водоемов полярных широт, обусловлен совместным тепловым и механическим воздействием морской воды на берег и подводный береговой склон при волнении. Разрушение же берега под воздействием только теплового фактора, обычно сопровождаемое образованием *термотеррас*, называется *термоденудацией*. Поэтому А. т. правильнее называть термомеханической абразией. Принципиальное ее отличие от чисто *механической абразии (волновой)* заключается в том, что в процессе последней берег проходит несколько стадий развития и в завершение достигает устойчивого состояния, определяемого соответствующим *профилем равновесия*, в то время как развитие А. т. ограничивается лишь начальной стадией процесса, характеризуемой непрерывным *отступанием берега* (Попов, 1977). В результате *термоабразионные берега* разрушаются особенно интенсивно (в среднем около 5 м в год, а в отдельных случаях — 20 м и более). В первую очередь при этом вытаивают ледяные жилы или пласты, а у подножия клифа формируется *термоабразионная ниша* — аналог *абразионной ниши*. Затем происходит обрушение к под-

ножию клифа заключенных в полигонах блоков мерзлой породы, нависающих над нишей. Эти блоки некоторое время блокируют берег, принимая на себя термомеханическое воздействие волнений, в результате которого разрушаются, после чего процесс повторяется сначала. Таким образом, А. т. осуществляется последовательными циклами, продолжительность которых зависит от льдистости слагающих берег мерзлых пород, типа и размеров ледяных включений, температуры воды и режима волнений и может достигать нескольких лет. Существенное влияние на интенсивность А. т. могут оказать ветроволновые нагоны, обуславливающие большую площадь контакта относительно теплой морской воды с мерзлым клифом.

БЕНЧ (bench) — слабо наклоненная выположенная поверхность коренных пород, образованная перед отступающим клифом. Б. расширяется по мере отодвигания клифа в сторону абрадируемой суши (абразионная платформа).

БЕНЧ ВАЛУННО-ГЛЫБОВЫЙ образуется при размыве моренных или пролювиальных отложений. Описан на Камчатке и у берегов Эстонской ССР. Поскольку Б. в. г. образует для волн непреодолимую преграду, то его формирование можно считать результатом современного или прошлого погружения берега (Зенкович, 1949; Орвику, 1974).

БЕНЧ ВЫРОВНЕННЫЙ, без структурных форм мезорельефа возникает при размыве массивных плотных пород.

БЕНЧ ГЛИНИСТЫЙ. Причина образования Б. г. — отсутствие в пределах подводного склона наносов волнового поля, так как при размыве глин возникает только взвешенный материал, уносимый волнами и волновыми течениями за пределы подводного склона. Пример — Феодосийский залив в Крыму.

БЕНЧ ГРЯДОВЫЙ формируется, если подводный склон образован наклонными пластами пород различной плотности с крутыми углами падения (более 8—10°). Слои прочных пород препарируются в ходе денудации и абразии, и на их месте образуются асимметричные гряды и гребни. Они разделены межгрядовыми желобами, выработанными в слоях менее прочных пород. Хорошим примером Б. г. различного типа служит берег Черного моря между Анапой и Сочи (рис. 23а).

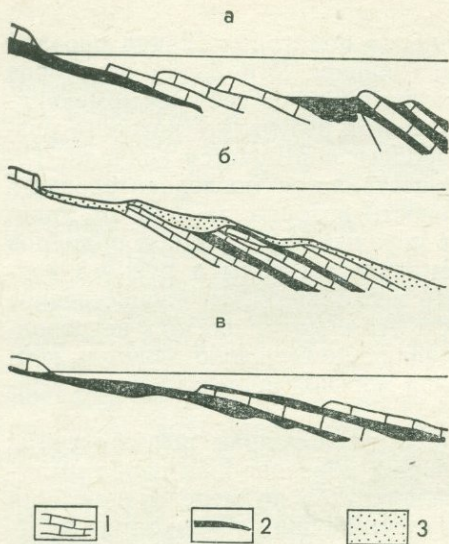


Рис. 23. Профили бенчей различных типов:

а — грядовый, б — погребенный грядовый с «грядами облекания», в — ступенчатый; 1 — прочные породы, 2 — менее прочные породы, 3 — наносы

БЕНЧ ПОГРЕБЕННЫЙ представляет собой древний бенч, залегающий под покровом наносов, аккумуляция которых происходила по мере затухания абразионного процесса (рис. 23б). Может быть сформирован также в результате относительного погружения береговой зоны. Слой наносов, полностью перекрывающий бенч, может возникнуть на той стадии развития береговой зоны, когда активно действуют вдольбереговые потоки наносов, как, например, на кавказском берегу Черного моря, южнее Туапсе. Для таких берегов В. П. Зенковичем (1946) был предложен термин *приглубый погребенный берег*. Однако распространения этот термин не получил.

БЕНЧ ПОДНЯТЫЙ — бенч или его часть, вышедшая из-под современного волнового воздействия в результате относительного поднятия прилегающей суши. После затухания абразии на данном уровне возможна ее активизация на уровне более низком, у края Б. п., где обычно происходит увеличение уклонов дна. Поверхность Б. п. имеет различную ширину в зависимости от скорости поднятия берега и различный рельеф в зависимости от плотности и состава пород, слагающих бенч. Б. п. широко распространены на берегах морей и океанов, в частности на берегах морей Дальнего Востока СССР.

БЕНЧ СТУПЕНЧАТЫЙ — поверхность подводного склона, сложенная слабо дислоцированными (с углами падения менее 7°) коренными породами разной плотности. В результате пологого залегания пластов здесь не происходит селективной абразии, а вырабатываются только широкие ступени, отделенные друг от друга небольшими уступами или иногда пластовыми нишами (как показано на рис. 23в) (Е. Попов, 1951).

БЕРЕГОВОЙ ОТКОС — надводный крутой склон, сложенный рыхлыми породами и подвергающийся современному размыву морскими волнами (аналог *клифа*).

БРОВКА КЛИФА (КРОМКА) — резкий перегиб профиля верхней части клифа или края уступа древней террасы на переходе поверхности морского происхождения в склон субэврального генезиса или к поверхности более высокой древней террасы, если она существует в пределах побережья.

ВАЛУННЫЙ ОТКОС — накопление грубого материала, часто формируемое на укрытых участках приливной зоны в губах Мурманского берега и Карелии при размыве морем оползающих моренных отложений. В зоне между квадратными приливом и отливом крутизна В. о. достигает 45° (Зенкович, 1938).

ВИСЯЧИЕ ДОЛИНЫ — долины и эрозионные промоины, врезанные в верхнюю часть зеркала интенсивно абрадируемых клифов. По высоте тальвега можно установить относительную скорость абразии и речной эрозии в данном месте (Зенкович, 1962; Кудусов, 1967).

ГРОТ — пещера у подножия клифа. Результат селективной абразии. Внутренняя поверхность Г. обычно сглажена и округлена в результате воздействия ударов и шлифовки обломочным материалом. Большое количество Г. отмечается на восточном берегу Каспия, на Тарханкутском п-ве в Крыму, на берегах Дальнего Востока.

ЗЕРКАЛО КЛИФА — четко выраженная относительно ровная плоскость клифа. Формируется обычно при однородном составе пород. В случае слоистых пород образованию З. к. благоприятствует их падение в сторону моря.

КАНАЛЫ ПРОДУВАНИЯ — узкие туннели или трещины, ведущие от подножия клифа на прилегающую поверхность плато. Во время прибоя происходит компрессия воздуха в трещинах, которые благодаря выносу мелких частиц постепенно расширяются. Впервые опи-

саны Л. С. Бергом (1902, 1908) на берегах Аральского моря.

КАРРООБРАЗОВАНИЕ МОРСКОЕ — процесс химического растворения известковых пород, в результате которого образуется мелкочаечистый рельеф, характеризующийся углублениями, разделенными острыми гребнями. Постепенно мелкие ячеи сливаются между собой, образуя более крупные неровности на поверхности породы. Наиболее ярко процесс каррообразования проявляется в зоне заплеска волн.

КАРСТ БЕРЕГОВОЙ и ПОДВОДНЫЙ — комплекс форм рельефа береговой зоны, обусловленный действием химической абразии. Характерен преимущественно для известняковых побережий низких широт и засушливого климата (Каплин, 1973). Карст развивается в зоне заплеска и в верхней части подводного склона (в Далмации — до глубин порядка 10—15 м), где происходит активное перемешивание водной массы и постоянное поступление холодной, способной к растворению извести воды. В прибойной зоне формируются многочисленные известняковые выступы, ложбины, воронки, глубокие желоба и гребни, пересекающиеся друг с другом и создающие сильно расчлененный микрорельеф. Местами формируется типичная карровая поверхность. Растворяющее действие морской воды у линии уреза способствует формированию вдоль этого уровня ниш растворения (аналог волноприбойных ниш). В образовании таких ниш у подошвы клифа вдоль поднятого атолла Альдабра (Индийский океан) доля процесса растворения известняков составляет 10% (Trudgill, 1976). Активное подтачивание основания клифов нередко приводит к образованию грибообразных островов. На плоской, едва возвышающейся над водой поверхности *риф-флета* (см. *коралловые рифы*) многих рифовых сооружений формируется своеобразный карстовый бенч (Каплин, 1973). Здесь карстует вся поверхность риф-флета, заливаемая приливом.

Карстовые формы подводного склона существенно отличаются от таковых надводной части береговой зоны. Под водой распространены углубления неправильной формы с неровными краями, ниши и гроты, многочисленные выступы, подточенные у основания, острые гребни. Размеры карстовых форм обычно не превышают 1—2 м в поперечнике, но, сливаясь друг с другом, они

образуют весьма изрезанную поверхность дна (Зенкович, Каплин, 1965; Каплин, 1973). При значительной бурности моря у побережья карстовые формы могут быстро разрушаться, а обильное поступление наносов в береговую зону способствует их захоронению.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД ПО СТЕПЕНИ УСТОЙЧИВОСТИ ПРОТИВ АБРАЗИИ основана только на качественных показателях. По О. К. Леонтьеву (1961), выделяется семь классов пород:

1) кристаллические и некоторые особо прочные метаморфические и осадочные породы. Абразия на таких берегах протекает крайне медленно;

2) большинство типов метаморфических, эффузивных и цементированных осадочных пород. Абразия протекает медленно, но создает четко выраженные формы;

3) слабо цементированные осадочные породы глинистого и карбонатного состава, слабо сопротивляются абразии, а при размыве почти не дают пляжеобразующего материала;

4) слабо цементированные неоднородные осадочные породы. оставляют в береговой зоне остаточные накопления из грубых, иногда валунно-глыбовых включений;

5) рыхлые породы песчаного, песчано-галечного и галечно-гравийного состава, сильно подвержены размыву и образуют при этом большие массы наносов;

6) легкорастворимые породы. Подразделяются на два подкласса: а) цементированные однородные, химические чистые породы; б) глины и суглинки с хорошо растворимым цементом. Подвержены как механической, так и химической абразии;

7) криогенные породы. Подразделяются на два подкласса: а) лед и б) мерзлые осадочные породы. Оба подкласса подвержены главным образом термической абразии.

КЛИФ (cliff) — абразионный обрыв в коренных породах, у подножия которого выработан *бенч*. В фазе активного развития бенча морфология клифа зависит от соотношения скорости его абразии и физического выветривания. Результаты волнового воздействия наиболее ярко проявляются в основании К. в виде образования *волноприбойной ниши*. Если выветривание и эрозия не успевают оказать существенного воздействия на склон до обрушения масс породы над нишей, то строение К. будет связано в первую очередь со структурой и услови-

ями залегания пород. Верхняя часть бенча может быть прикрыта пляжем.

Отступление К. происходит с различной скоростью в зависимости от устойчивости слагающих его пород и высоты прилегающей суши. Оно вызывается не только гидравлическими ударами волн, но главным образом ударами обломков породы, образующихся при обрушении верхних частей клифа. К. постепенно отодвигается в сторону суши и, если направление уклона поверхности последней не меняется, становится все выше. Высота К. может составлять несколько сот метров. При различной толщине и устойчивости против абразии слоев породы возникает ступенчатый рельеф, который определяется условиями залегания пород. В сильно трещиноватых и поддающихся выветриванию кристаллических и метаморфических породах характерно беспорядочное расчленение К., связанное с различной прочностью пород, наличием жил, разломов и т. д. В устойчивых осадочных породах однородного состава К. относительно однообразны и образуют вертикальную стенку. Она характерна также для глинистых или лёссовых пород. Откос той или иной крутизны формируется, если побережье сложено породами со значительной примесью песчаного материала. Морфология К. в значительной мере определяется перемещением грунтовых масс под влиянием гравитационных процессов.

Обвалы и осыпи на клифах способствуют процессу его отступления. В малоустойчивых породах в результате денудации свежееобнаженных плоскостей физическое выветривание и плоскостной смыв локализуются обычно в желобах и за спокойный период года создают конусы выноса валунов и щебня в тыльной части пляжа или прямо на бенче. Серии этих форм можно наблюдать летом вдоль кавказского побережья Краснодарского края. Они не специфичны для береговых процессов и при первых же штормах смываются волнами. Однако они помогают определить скорость абразии. На участке берега, защищенном корпусом затонувшего судна, вблизи Геленджика, удалось подсчитать, что с полосы клифа 30 м длиной и высотой 40 м за лето было снесено к берегу около 250 м³ сланцевого щебня.

Обвалы происходят в относительно монолитных или грубослоистых породах и бывают узколокализованы. Каждый раз после большого обвала формируется не-

большой мыс из валунов и глыб, который море может смыть лишь за период в несколько лет. Такой глыбовый выступ часто вызывает аккумуляцию наносов во входящих углах между своим телом и прилегающими участками.

КЛИФ ОТМЕРШИЙ образуется после прекращения или ослабления воздействия волн на его подножие. Последнее может наступить в результате относительного поднятия побережья, или формирования перед клифом аккумулятивной террасы, или, наконец, при отгораживании участка клифа от доступа сильных волн растущей косой, косой-стрелкой, пересыпью и др.

Прибойная ниша у К. о. бывает засыпана пролювиально-делювиальным материалом, иногда закрывается оползнями или оплывинами. Зеркало клифа зарастает травой или деревьями, а иногда расчленяется эрозионными формами. Уклон К. о. постепенно выполаживается.

КОРРАЗИЯ — один из процессов абразии, приводящий к общему истиранию пород, слагающих бенч. К. пород происходит путем образования и соединения друг с другом котлов высверливания в неоднородных породах или при равномерном понижении всей поверхности бенча в случае их однородного состава.

МОРСКИЕ ВОРОТА (АРКИ) (sea-arches) образуются в результате селективной абразии удлиненного мыса или островка, в толще пород которого пробиваются волнами арка. Образование относительно редкое и недолговечное. Свод арки может обрушиться, и на ее месте формируются абразионные останцы.

НИША ВОЛНОПРИБОЙНАЯ — форма абразионного рельефа, вырабатываемая в основании активного клифа при воздействии прибойного потока. В зависимости от структуры и состава пород, а также условий их залегания Н. в. может быть щелевидной, вогнутой, оглаженной или выщербленной (с выступами более прочной породы). Общий облик и размеры Н. в. зависят от силы прибоя, а также от крупности наносов в верхней части пляжа. Песок производит преимущественно шлифующую работу, а валуны — раздробляющую.

НИША ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ — аналог волноприбойной ниши на берегу, подверженном химической абразии. Например, она отчетливо выражена у подножия обрывов Карадагского вулканического массива (Крым). В теплых морях на карбонатных породах, например, на

коралловом известняке, вырабатываются щелевидные Н. в. в несколько метров длиной.

НИШИ ПЛАСТОВЫЕ (также карнизы, коридоры, уступы) — формы абразионной скульптуры и выветривания зеркала клифа, сложенного перемежающимися слоями различной прочности (например, флиш). Описаны на Тарханкуте, Херсонесе, в северной части кавказского побережья, на эстонском побережье. Формы эти весьма разнообразны в зависимости от относительной толщины и условий залегания пластов (Е. Попов, 1953).

ОТСЕДАНИЕ — процесс разрушения клифа, при котором крупные массивы (блоки) породы, подрезанные прибойной нишей, откалываются и смещаются к подножию, не теряя своей сплошности и сохраняя прежний уклон.

ПЛАВНИК — сучья, стволы деревьев, аварийный лес (т. е. бревна, утерянные при лесосплаве). П. практически окаймляет все берега северных морей СССР, иногда накапливаясь в виде сплошного вала у подножия обрыва или на пляже. Удары бревен в подножие клифа могут значительно ускорять абразию (Зенкович, 1939).

ПРЕДЕЛ РАЗВИТИЯ АБРАЗИИ. Д. Джонсон (1919) развил теорию волновой базы, по которой за длительное время при постоянном уровне моря волны могут срезать целый континент, превратив его в подводное плато, располагающееся на глубине около 200 м. В. П. Зенкович (1946, 1962) считает, что при постоянном уровне моря берег не может отступить на значительную величину и в пределе размыв берега составит всего несколько сот метров или первые километры. При уклонах 0,01—0,005, достигаемых в ходе выработки профиля равновесия, механическое разрушение поверхности бенча практически прекращается. При глубине основания подводного склона 100 м и минимально возможных уклонах бенча 0,005 ширина подводного склона не может быть более 20 км, даже если он выработан в рыхлых породах.

СКОРОСТЬ АБРАЗИИ при данной энергии волн зависит от плотности пород, слагающих берег, и от уклона прилегающей зоны дна. В рыхлых отложениях максимальная С. а. составляет 12—13 м/год (Новая Англия, м. Саутсоулд, Азовское море, р-н Приморско-Ахтарска, берег к югу от Днестровского лимана). Средняя величина — 2—4 м/год. В местах ослабленного волнового воздействия, например, на Балтике песчаные берега от-

ступают со скоростью до 2 м/год. Наблюдения за С. а. берегов, сложенных устойчивыми осадочными и вулканогенными породами (Бретань, по Баттистини; Одесса, по Г. Н. Аксеньеву; Геленджик, по Н. В. Есину, и т. д.) дают величину порядка 1—3 см/год. На берегах, сложенных особо прочными породами, вообще не отмечается следов волнового воздействия (Карадаг, по В. П. Зенковичу; Калифорния, по Ф. Шепарду).

На бенче кроме указанных условий С. а. зависит также от глубины данной зоны. По Гамаженко (1950), в районе Сочи понижение поверхности бенча, выработанного во флишевых породах в приурезовой части, происходило со скоростью 15 см/год, на глубине 2 м — 1 см/год и на глубине 3 м — 1 см/год.

В целом скорость понижения дна может быть выражена следующими зависимостями: $W = V \operatorname{tg} \alpha$ — при прямолинейном наклоне дна и $W = kV \sqrt{H - S}$ — при параболической форме профиля дна, где V — скорость отступления клифа; S — расстояние, на которое отступил клиф за данный срок; α — угол наклона дна; k — постоянная параболы; H — глубина в данной точке. В целом скорости размыва бенча в осадочных породах колеблются между десятыми долями и несколькими миллиметрами в год.

ТЕРМОАБРАЗИОННЫЙ БЕРЕГ — берег, подверженный *термической абразии* (правильнее, *термомеханической*). Распространен в арктических морях.

УНАСЛЕДОВАННОСТЬ АБРАЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ — возобновление образования однотипных абразионных форм рельефа на одних и тех же участках побережья в течение длительного времени при колебаниях уровня водоема. Причиной У. а. п. при общем среднем уклоне данного участка края материка и сохранении крупных элементов очертаний берега является неизменность характера перемещения и накопления наносов.

ФОРМЫ ВЫЛАМЫВАНИЯ — один из типов абразионной скульптуры клифов, сложенных сильнотрещиноватыми или слоистыми породами разной прочности. Волны «выламывают» блоки отдельности, образование которых может быть предопределено выветриванием.

ЭВОРЗИОННЫЕ КОТЛЫ образуются на бенче при локальной неоднородности слагающих его пород. Э. к. возникают при выкрашивании крупных включений в местах наибольшей трещиноватости после того, когда в

образовавшееся понижение прибоем забрасываются обломки породы, углубляющие первичную депрессию при вращательном движении, придаваемом обломкам волнами и прибоем. Детально описаны А. И. Дзенс-Литовским (1936) на берегу Тарханкута.

ЭРОЗИОННЫЕ ЖЕЛОБА (на зеркале клифа) возникают при эрозии пород однородного состава и средней устойчивости. Обычно имеют ритмический характер и свидетельствуют об активности денудационных процессов. У устьев Э. ж. в нештормовое время года формируются конусы выноса.

ЯЧЕЙСТОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ БЕРЕГОВОЕ возникает в зоне брызг и разрушает поверхность преимущественно карбонатных пород. Благодаря неоднородности последних образуются характерные ячеи. Описано для Каспийского моря, полуострова Меганом (Черное море) и других мест.

VI. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ НЕВОЛНОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Во многих случаях волновое воздействие на берега значительно осложняется влиянием неволновых процессов и явлений, которые, внося существенные изменения в развитие береговой зоны, нередко приводят к образованию в ней своеобразных форм рельефа. Из числа таких процессов и факторов прежде всего следует назвать приливы, сгонно-нагонные явления, воздействие рек и ветра. Эти факторы практически универсальны и с той или иной интенсивностью могут действовать в любых морях и в любой части побережий Мирового океана. Другие факторы имеют строго зональный характер, и их проявление в значительной мере подчиняется климатическим изменениям, т. е. смене широтных поясов Земли.

По характеру воздействия на берег и подводный склон неволновые факторы можно подразделить на несколько групп: механические (например морской лед)¹, физические (в частности, морозное выветривание), физико-химические (например, растворяющее действие морской воды), химические (к примеру, литификация наносов), химико-биологические и биологические, связанные с жизнедеятельностью растительных и животных организмов. Особо можно выделить мощный антропогенный (техногенный) фактор, обусловленный всевозрастающим хозяйственным освоением береговой зоны. Под влиянием перечисленных факторов (как зональных, так и азональных) развитие берегов морей и Мирового океана приобретает определенные специфические черты. Эта специфика четко отражена в соответствующей терминологии, рассматриваемой ниже применительно к основным про-

¹ Вообще говоря, прямое механическое воздействие льда на берег и подводный береговой склон несущественно, и следы его уничтожаются первым же достаточно сильным штормом. Значительно более существенна роль льда как фактора, ограничивающего действие волнения во времени и пространстве (см. *ледовый коэффициент, длина разгона волн*). — *Ред.*

цессам и формам рельефа неволновой природы — аллювиально-морским, приливному, биогенным, ледовым, эоловым и гравитационным.

Аллювиально-морские

АВАНДЕЛЬТА (delta front) — подводная часть дельтового накопления наносов, формирующаяся на предустьевом взморье при взаимодействии течения реки и морского волнения. Отличается высокой скоростью седиментации и является своеобразной подводной платформой для наращивания субаэральной дельты. В А. осаждаются большая часть речных наносов: крупные — близ устьев рукавов и проток, мелкие — по ее внешней границе, каковой является свал глубин или условная линия, мористее которой заметно замедляется течение из рукавов реки и прекращается обмеление за счет аллювиального материала.

В зависимости от сочетания факторов-антагонистов (речного и морского) различают следующие три типа А. (Щукин, 1974): *весьма приглубая*, имеющая малую ширину и формирующаяся при слабом поступлении аллювиального материала на взморье; *со свалом глубин*, нарастающая за счет мощных и энергичных выносов реки, которые волны не успевают перерабатывать; *пологая мелководная*, образующаяся при впадении реки на отмелое взморье. И. В. Самойлов (1952) относит эти типы к предустьевому взморью, частью которого является А. Характерными формами рельефа А. являются *русловые бороздины*, *подводные* (морские) и *приустьевые бары*, в меньшей степени — *подводные валы*. В настоящее время термин А. постепенно выходит из употребления.

БУНОВЫЙ (МОЛОВЫЙ) ЭФФЕКТ РЕЧНОЙ СТРУИ — явление выдвигания морского берега с наветренной стороны от устья реки, подобно тому как это происходит перед бунами. Объясняется тем, что косо подходящие к берегу волны теряют энергию при встрече с речным течением.

ДЕЛЬТА — аккумулятивная береговая форма, построенная в основном из аллювиального материала на участке взморья перед устьем реки и рассеченная более или менее разветвленной сетью рукавов и протоков. В ге-

нетическом и геологическом отношении термин Д. объединяет как надводную, так и подводную (*авандельта*) части этой формы, однако обычно он имеет более узкое значение и применяется только по отношению к надводной части.

В геоморфологическом смысле границей Д. со стороны суши служит участок отделения от реки первого рукава на прибрежной равнине, а с морской — линия, соединяющая устья всех рукавов, расчленяющих Д. Формирование Д. происходит в результате взаимодействия течения реки, морского волнения и прибрежных течений (особенно приливных и сгонно-нагонных). Многие Д. выдвигаются с большой скоростью. Вид Д., ее ориентировка, размеры и внутренняя структура слагающих ее отложений определяются также рядом других факторов — климатическими условиями, распределением по рукавам Д. твердого и жидкого стока реки, характером подводного склона на предустьевом взморье, тектоническими движениями дна и берегов водоема, его конфигурацией. Различные сочетания всех факторов определяют большое разнообразие типов Д.

Большинство Д. сложено мелкозернистыми отложениями — песком, алевроитом со значительной примесью глинистого материала. Дельтовым отложениям свойственна весьма разнообразная слоистость при заметном преобладании косой перекрестной (Леонтьев и др., 1975). Мощность дельтовых накоплений может достигать нескольких сот и даже тысяч метров (например, Нигера — 8 км). Состав осадков и их мощность благоприятствуют постепенному уплотнению дельтовых отложений, что морфологически проявляется в понижении поверхности дельтовой равнины (Бадюкова, Лукьянова, 1976).

Размеры Д. могут быть весьма значительными. Так, у Миссисипи и Амазонки они достигают соответственно 80 тыс. и 100 тыс. км²; у Лены площадь Д. — 28 тыс. км²; у Волги — 19 тыс. км². Степень дробления русла реки на серию протоков в Д. различна. Например, р. Сулак впадает в Каспийское море через одно устье, а Д. Волги, одна из самых разветвленных и морфологически сложных Д. мира, имеет более 500 рукавов и протоков (Самойлов, 1952).

В зависимости от места формирования различают дельты *выполнения* и *выдвинутые* (Щукин, 1938).

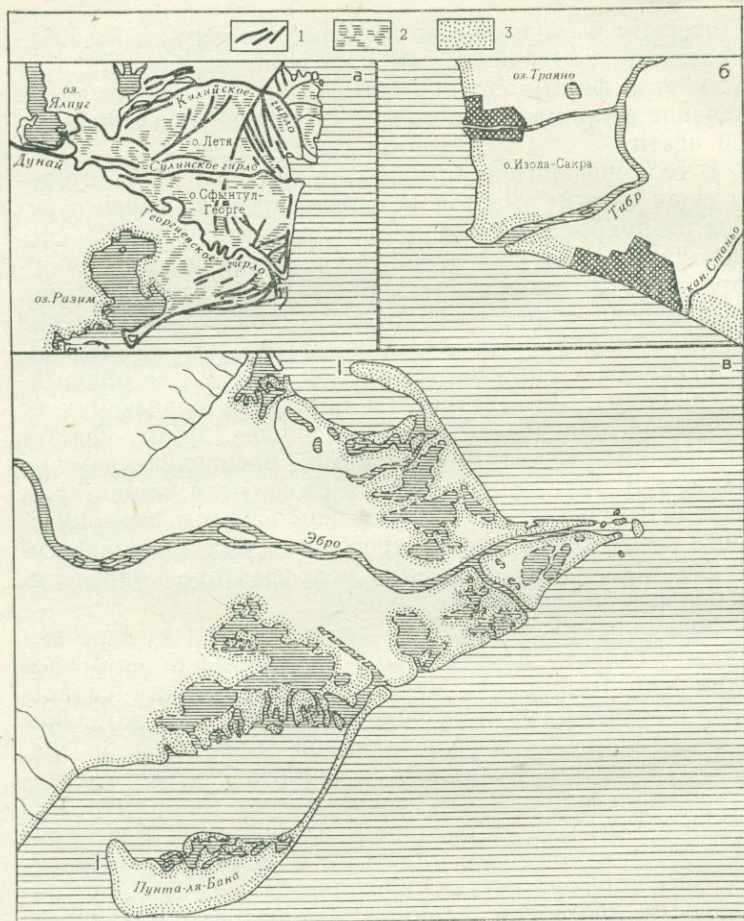
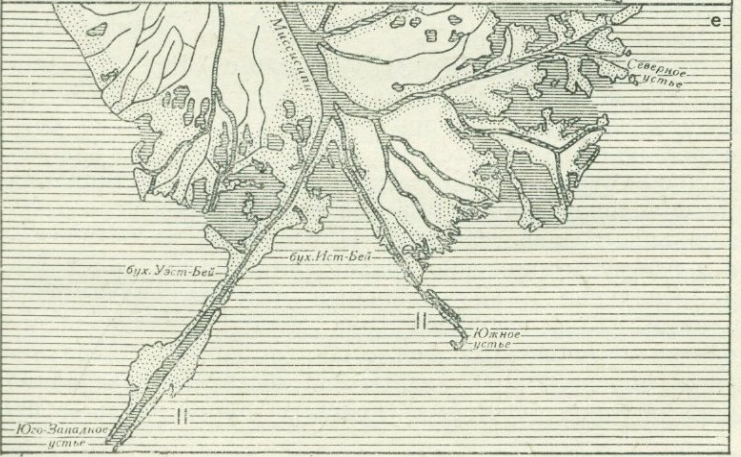
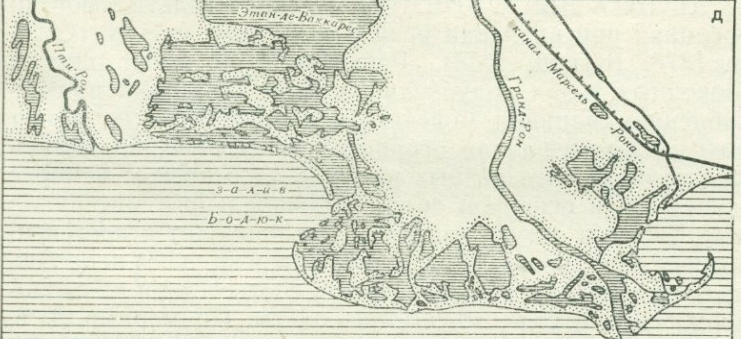
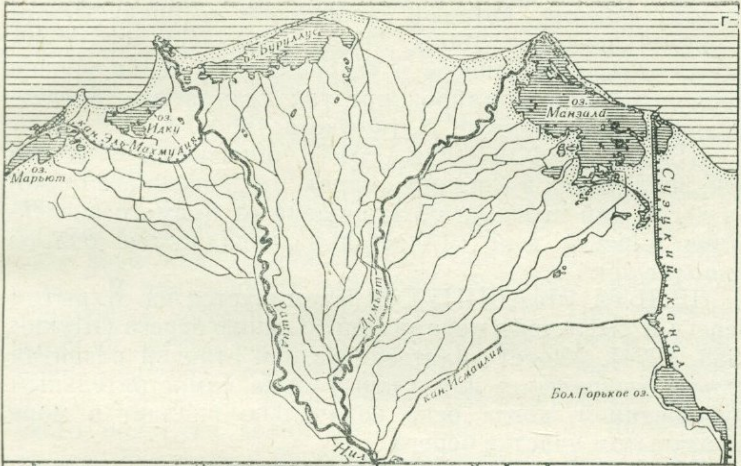


Рис. 24. Типы и разновидности дельт:

а — дельта выполнения, *б* — клювовидная, *в* — то же с фланговыми барами (1), *г* — дугообразная, *д* — лопастная, *е* — то же с элементами пальцевидных дельт; 1 — аккумулятивные формы (гринду), 2 — болота, 3 — наносы.

И. В. Самойловым (1952) введено понятие *блокированных Д.* Им предложена также генетическая классификация, в которой рассматривается усложнение Д. от *однорукавных* до *мнорорукавных*. По очертаниям выделяются Д. *клювовидные*, *дугообразные*, *лопастные* и др. Су-



ществует также классификация дельт по тому энергетическому фактору, который преобладает на предустьевом взморье (Зенкович, 1962а; Miall, 1976). При малом количестве речных наносов в условиях понижения уровня моря возможно формирование так называемых *врезанных*, или *скульптурных*, Д. (Фотеева, 1963).

ДЕЛЬТА БЛОКИРОВАННАЯ образуется у устьев рек, впадающих в вершину залива, отгороженного от моря косой или пересыпью. Защищена от прямого воздействия морских волн. Является разновидностью *дельты выполнения*.

ДЕЛЬТА ВЫДВИНУТАЯ формируется на открытом берегу и выдается в море за общую линию берега (Щукин, 1938, 1974). Может являться поздней стадией развития *дельты выполнения* или (чаще) быть самостоятельным образованием, когда река изначально впадает в море на открытом участке берега.

ДЕЛЬТА ВЫПОЛНЕНИЯ — речная дельта, сформированная при впадении реки в залив или лагуну (Среднер, 1878; Щукин, 1938). Развитие Д. в. происходит в спокойных водах полуизолированной акватории при ослабленном влиянии морского волнения. Рост ее может быть с самого начала ограничен *пересыпью*, блокирующей залив. Сброс речных выносов на открытое взморье затруднен, и основной объем аллювиального материала осаждается в лагуне (заливе), что приводит к постепенному ее заполнению. После прорыва реки через пересыпь ее дельта начинает развиваться в соответствии с закономерностями роста *выдвинутой дельты*. Примерами Д. в. являются, в частности, дельты Дуная (рис. 24а), Кубани, Вислы, Сев. Двины.

ДЕЛЬТА ДУГООБРАЗНАЯ (*arcute delta*) — разновидность дельты, выделяемая по очертаниям внешнего контура. Формируется при разветвлении реки на сеть радиально расходящихся рукавов, которые более или менее равномерно наращивают дельту. Д. д. — типичная многорукавная дельта, морской край которой испытывает сильное воздействие волн. При подходе их по нормали к берегу выдвижение *приустьевых кос* в сторону моря затруднено и аллювиальный материал разносится волнами вдоль внешнего края дельты, придавая ему пологие дугообразные очертания (р. Нигер). Выравниванию морского края дельты способствует образование волнами серии *береговых* (краевых) *баров* вдоль ее пе-

риферии. Типичный пример дельты этого типа — дельта Нила (рис. 24г).

ДЕЛЬТА КЛЮВОВИДНАЯ (*cusate delta*) — простейший тип выдвинутой дельты, называемой также рогообразной, остроконечной, *приустьевым выступом*. Формируется в том случае, если река впадает в водоем одним или несколькими слабо расходящимися рукавами. В типичном случае характеризуется наличием трех морфологических элементов — речного русла и двух *приустьевых кос*, растущих с обеих сторон от устья. В плане имеет вид клинообразного (или клювообразного) выступа берега (рис. 24б). При заметном влиянии одного из косых волнений Д. к. отклоняется в подветренную сторону, приобретая более сложную, изогнутую форму. Если влияние однонаправленного морского волнения значительно, наветренная приустьевая коса отжимается к берегу, одновременно отклоняя русло реки.

ДЕЛЬТА ЛОПАСТНАЯ (*lobate delta*) — разновидность *многорукавной дельты*. Формируется в том случае, если через каждый из многочисленных рукавов сбрасывается такое количество наносов, которое волны и течения не способны разнести в стороны. Против каждого рукава поэтому формируется самостоятельный широкий выступ, или лопасть (рис. 24д). Между лопастями происходит медленное заполнение или отгораживание береговыми барами заливов — так называемых *култуков*. При очень интенсивном выдвигании рукавов формируется дельта типа *птичьей лапы* (*bird's foot*), примером которой служит современная дельта р. Миссисипи (рис. 24е).

ДЕЛЬТА МНОГОРУКАВНАЯ образуется при сильном ветвлении реки на рукава и значительном объеме твердого стока. Характеризуется сложным расчленением внешнего края, что обусловлено формированием длинных *приустьевых кос* при каждом из рукавов. Выдвижение внешнего края Д. м. происходит обычно весьма интенсивно, причем не только вследствие активного наращивания указанных кос, но и вследствие отчленения от моря в ходе развития морского края дельты постепенно мелеющих заливов (*култуков*). Д. м. может формироваться в глубине залива или на открытом берегу, т. е. она может быть *дельтой выполнения* или *выдвинутой дельтой*. Ее разновидностью является также *лопастная*

дельта. Типичным примером Д. м. могут служить дельты Волги, Амударьи, Сырдарьи.

ДЕЛЬТА ОДНОРУКАВНАЯ формируется в случае впадения реки в море одним руслом. В зависимости от характера сочетания речного стока и гидродинамических условий принимающего водоема образуется несколько разновидностей Д. о. Вытянутость Д. о. в море зависит от объема и состава аллювия, а также от интенсивности волнения. При отмелом взморье, ослабленном волнении и отсутствии вдольберегового потока наносов, Д. о. выдвигается по нормали от берега, образуя *пальцевидную* или *клювовидную дельты*. Мощный поток наносов изгибает Д. о. в одну сторону. В обе или в одну сторону от оконечности Д. о. могут отходить косы, так называемые *фланговые бары* (см. 1 на рис. 24в). В ходе развития Д. о. русло реки может разделиться на несколько рукавов, и тогда развиваются другие типы дельт.

ДЕЛЬТА ПАЛЬЦЕВИДНАЯ (*digitate delta*) — разновидность *лопастной дельты*. Выделяется по своеобразной удлинённой форме отдельных лопастей (рис. 24е). Формируется в условиях обильного выноса сравнительно крупнозернистого аллювиального материала и ослабленного воздействия волн. Развивающиеся при этом линейные, вытянутые вдоль речного рукава *приустьевые косы* могут протягиваться в море на десятки километров.

ДЕЛЬТА СКУЛЬПТУРНАЯ (ВРЕЗАННАЯ) — своеобразная макроформа прибрежного рельефа, образуемая рекой при резком относительном понижении уровня моря. По очертаниям Д. с. имеет много общего с обычной (аккумулятивной) дельтой, но отличается от нее тем, что рукава и протоки в ней врезаны не в собственные дельтовые накопления, а в древние отложения, слагающие приморскую равнину. Аккумуляция аллювиального материала, столь широко развивающаяся в дельтах обычного типа и свидетельствующая о сравнительно устойчивом режиме уровня водоема, в Д. с. может осуществляться только в пределах речных проток. Важным условием формирования Д. с. являются малые уклоны осушающегося дна и небольшие объемы твердого стока реки. Плейстоценовые Д. с. описаны В. А. Николаевым (1956) и Н. И. Фотеевой (1963) в Прикаспийской низменности. Д. с. различного возраста имеются также в долинах рек Урала, Эмбы, Уила (Леонтьев, Фо-

теева, 1965). К современным образованиям аналогичного типа можно отнести дельту Невы, врезанную в морские литориновые отложения, и отчасти — дельты Яны и Лены, рукава которых прорезают толщу ископаемого льда и мерзлых грунтов (Самойлов, 1952).

КЛАССИФИКАЦИЯ ДЕЛЬТ ПО ЭНЕРГЕТИЧЕСКОМУ ФАКТОРУ — разделение речных дельт на три вида по характеру преобладающих в их формировании процессов. При доминирующей роли морского волнения формируется так называемая *прибойная дельта* (wave-dominated delta). Волновое воздействие проявляется в переработке выносимого рекой материала, в его сортировке и в образовании серии береговых валов и баров, окаймляющих морской край дельты и способствующих выравниванию ее контура. При преобладании речного фактора формируется *русовая дельта* (river-dominated delta), характеризующаяся быстрым выдвиганием морского края в сторону открытого водоема вследствие интенсивного роста приустьевых кос. Своеобразные *приливные дельты* (tide-dominated delta) формируются при сильном влиянии приливных течений. Реверсивное приливное течение в устьях проток накладывается на речное сточное и может стать основным энергетическим фактором, перемещающим наносы (Miall, 1976). В пределах морского края дельты при этом возможно образование серии параллельных удлиненных аккумулятивных гряд, вытянутых по направлению приливного течения, как, например, в дельтах Меконга и Ганга.

КУЛТУК — мелководная глубоко вдающаяся в сушу открытая или полузамкнутая бухта между соседними рукавами в дельте реки, окаймленными приустьевыми косами. Является элементом морского края *многорукавных дельт* (например, дельты Волги). В случае мелководного взморья изгибание смежных приустьевых кос в процессе их роста навстречу друг другу и соединение их концов полукруглыми барами — так называемыми *россыпями* — способствуют отчленению бухты и постепенному ее обмелению вследствие отложения наносов реки при ее переливах или прорывах через косы в половодье. К. постепенно заполняется осадками и превращается в новый элемент рельефа дельтовой равнины — *полой*, т. е. плоский, слегка наклоненный к морю остров, окруженный прирусловыми валами окаймляющих его речных рукавов. На приглубом взморье К. отчленяется косами и

береговыми валами и постепенно превращается в проточное или непроточное озеро — *ильмень* (Кленова, 1948; Самойлов 1952; Зенкович, 1962а). Название К. распространено в дельте Волги и на Байкале.

МОРСКОЙ КРАЙ ДЕЛЬТЫ (*delta shoreline*) — переходная зона между *дельтой* и *авандельтой*, затапливаемая в период половодья, а также при нагонах и приливах; в этой зоне происходит втекание речных вод в воды взморья, сопровождающееся формированием новых протоков и дельтовых островов. М. к. д. — наиболее активно развивающаяся часть дельты. Именно здесь происходит постоянное взаимодействие речных приустьевых процессов, морского волнения и прибрежных течений, различное сочетание которых определяет скорость роста дельты и очертания ее внешнего края. По особенностям строения зона, соответствующая М. к. д., может быть *гирловой* (дельта Дона), *култучной* (дельта Волги), *лиманной* (дельта Кубани) и т. д. (Самойлов, 1952).

ПОТАМОГЕННЫЙ БЕРЕГ — берег, сложенный преимущественно аллювиальным материалом и формирующийся при значительной роли речных факторов. Это в первую очередь берега аллювиальных равнин, развивающиеся за счет выносов многочисленных малых водотоков. К П. б. относится, например, берег Колхидской низменности, многие участки берега в заливе Карпентария (Австралия), южный берег Новой Гвинеи. Берега дельт также относятся к П. б.

ПРИУСЛОВНЫЕ ВАЛЫ (*natural levee*) — пологие валы (высотой иногда до 5—6 м), образуемые по обеим сторонам речного русла в периоды половодья. Когда река выходит из берегов, течение ее резко замедляется у бортов русла, что вызывает осаждение здесь наиболее грубой части взвешенных наносов. П. в. — типичные элементы речной дельты. Окаймленные высокими П. в. рукава реки приподняты над прилегающими пространствами дельтовой равнины, и речной поток движется как бы между дамбами (например, в пределах древней дельты р. Сулак в Дагестане). Местами непосредственным продолжением П. в. на взморье служат удлиненные, вытянутые вдоль речного потока *приустьевые косы*, которые являются основным элементом *пальцевидных дельт*.

ПРИУСТЬЕВОЙ АБРАЗИОННЫЙ ВЫСТУП — выступ берега, формирующийся в том случае, когда малые

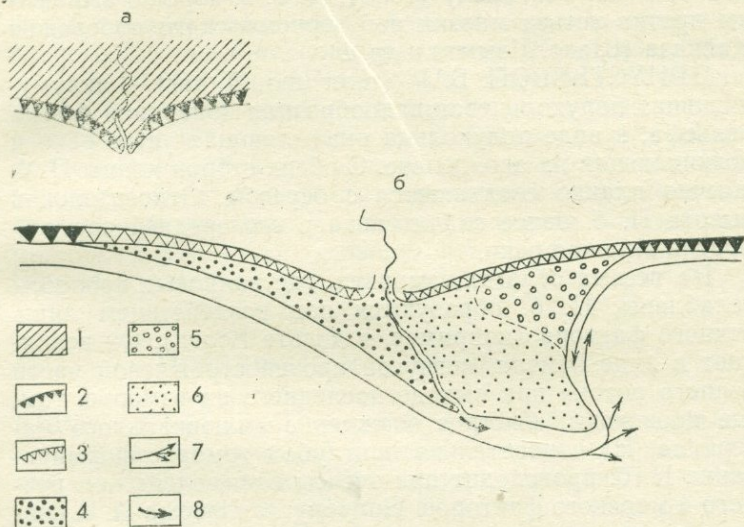


Рис. 25. Приустьевые выступы, по В. П. Зенковичу (1962):

a — выдвинутое устье, *б* — полигенный аккумулятивный выступ; 1 — коренная суша, 2 — клиф, 3 — отмерший клиф, 4 — материал вдольберегового потока наносов, 5 — материал индуцированного потока противоположного направления, 6 — аллювий в смеси с материалом от абразии берега, 7 — потоки наносов, 8 — вынос материала из реки

реки с крутым падением выносят к морю валунно-глибовый аллювий, который играет защитную роль против абразии приустьевых участков берега. На смежных участках абразия продолжается и устье оказывается как бы насаженным на выступ (рис. 25а). Широко распространены на горных берегах Крыма и Кавказа.

ПРИУСТЬЕВОЙ АККУМУЛЯТИВНЫЙ ВЫСТУП — округленная выпуклость берега перед устьем реки с небольшим жидким и твердым стоком (недоразвитая дельта). Формирование П. а. в. происходит на приглубом взморье при грубозернистом составе аллювия. В условиях вдольберегового потока наносов П. а. в. приобретают асимметричные очертания и слагающий их речной аллювий получает примесь прибрежно-морских наносов, поступающих со смежных участков береговой зоны (рис. 25б). Очертания П. а. в. могут стабилизироваться, если поток наносов не насыщен, а его остаточная емкость не превышает годового поступления аллювия. Со-

гласно В. П. Зенковичу (1958), П. а. в. хорошо выражены против устьев многих рек черноморского побережья Кавказа (Шахе, Мзымта и др.).

ПРИУСТЬЕВОЙ БАР (river mouth bar) — аккумулятивная полукольцевая валообразная подводная форма рельефа, в виде полукольца окаймляющая устье реки и возникающая на авандельте. С обеих сторон концы П. б. обычно плавно соединяются с берегом. Относительная высота П. б. более значительна в его средней части — против стрежня реки.

На весьма отлогих взморьях, где волновые процессы ослаблены, П. б. образуются под воздействием лишь речного фактора (например, в дельте Волги). Он возникает в виде отмели, вогнутой против стрежневой части речного потока при выходе последнего на взморье, там, где происходит быстрое осаждение аллювиального материала. На относительно приглубом взморье формирование П. б. происходит при тесном взаимодействии речного и морского факторов. Полуокруглая форма П. б. связана с тем, что он очерчивает границу растекания речных вод, на которой происходит забурунивание волн (Зенкович, 1962а). Во время половодья речное течение ежегодно сдвигает гребень П. б. в сторону моря, а в межень он восстанавливается морским волнением. В строении П. б. большое участие принимают часто и прибрежно-морские наносы. Вдольбереговой поток наносов, состоящих из галечного и песчаного материала, может обходить устье реки по П. б. По мере нарастания дельты и выдвигания устьев ее рукавов происходит смещение связанных с ними П. б. в сторону моря.

ПРИУСТЬЕВАЯ КОСА (levee) — аккумулятивная форма, образующаяся вдоль боковой границы струи речного потока при его впадении в море и сдерживающая интенсивное боковое растекание речных вод. Постепенно развиваясь, П. к. удлиняются за счет выносов реки и все дальше выдвигаются на взморье, обеспечивая тем самым рост дельты.

РУСЛОВАЯ БОРОЗДИНА (channel) — подводное русло речного потока на предустьевом взморье. Морфологически представляет собой пологую ложбину. Обычно ориентирована поперечно к береговой линии и располагается на продолжении действующего или отмершего речного рукава субаэральной дельты. На отмелом взморье Р. б. прослеживаются на несколько километров

от берега, намечая контуры *авандельты*. Эти эрозионные формы поддерживаются вследствие больших скоростей речного течения в периоды половодья (Самойлов, 1952).

ФЛАНГОВЫЕ БАРЫ — косы, обычно две, отходящие в противоположные стороны от устья реки в одно-рукавной дельте (см. рис. 24в). Образование в целом представляет собой разновидность *крылатого мыса*. Формируются Ф. б. в результате перемещения волнами аллювиальных выносов. Называть эти формы *барами* (Самойлов, 1952), строго говоря, неправильно, хотя этот термин и утвердился в гидрологической литературе.

Приливные и нагонные

БЕРЕГ ВАТТОВЫЙ — аккумулятивный берег приливного моря, возникающий в результате аккумуляции взвесей из приливных вод. Формируется обычно на участках, защищенных от действия волн открытого моря (при очень малых уклонах дна в береговой зоне, в широких заливах, в волновой тени за островами), и сложен илистыми или песчано-илистыми отложениями. Б. в. известны на всех приливных морях. На юге Северного моря они достигают ширины 10—20 км, а в Мезенском заливе — до 4 км. Основным элементом такого берега являются ватты (т. е. собственно *осушка*), занимающие нижнюю часть приливной зоны, обычно до уровня полной воды наиболее часто повторяющегося в данном районе квадратурного прилива (рис. 26). Ватты имеют пологую, практически лишенную растительности поверхность. Расчленены желобами и каналами стока приливных вод. Термин *ватты* чаще применяется в немецкой и голландской литературе, но постепенно приобретает общее употребление.

БЕРЕГ С ВЕТРОВОЙ ОСУШКОЙ — генетический тип берега, выделенный О. К. Леонтьевым (1956б). Формируется вследствие колебания уровня моря при ветровых нагонах и сгонах. Образование его возможно только на участках с весьма малыми уклонами прибрежной равнины и прилегающей части морского дна, в широких заливах и за островами, где влияние волнения значительно ослаблено. В его строении имеются некоторые общие черты с *ваттовыми берегами* приливных морей (Леонтьев и др., 1975; Попов, Совершаев, 1979).

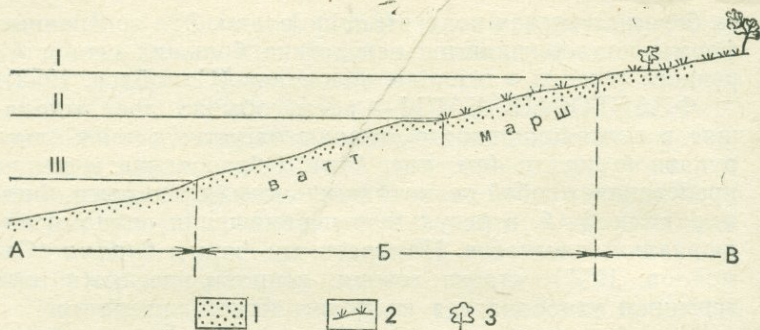


Рис. 26. Профиль приливногo берега, по О. К. Леонтьеву и др. (1975):

A — подводный береговой склон, *B* — осушка, *V* — польдер; *I* — уровень нагона при полной воде в сизигию, *II* — уровень наиболее часто повторяющегося квадратурного прилива, *III* — малая вода в сизигию; 1 — наносы, 2 — травяная растительность, 3 — кусты и деревья

МАРШИ (поморское название — лайды) — луга в верхней части илистых и илисто-песчаных осушек (иногда болотистые), заливаемые во время сизигийных приливов. Растительные ассоциации состоят из видов, выносящих временное засоление. В отечественной литературе (Леонтьев и др., 1975) М. предложено называть полосы осушек, заливаемые при сизигийных приливах, независимо от их грунта и наличия той или иной растительности (см. рис. 26).

Маршевые луга играют существенную роль в динамике берегов. Они способствуют отложению илистой мути и повышению поверхности осушки. В СССР лайды хорошо развиты на берегах Белого и юго-восточной части Баренцева морей.

НЯША — местное (беломорское) название вязкого ила, покрывающего *ватты*. Широко распространена в Белом, Баренцевом морях и в морях Восточной Арктики.

ОСУШКА — часть береговой зоны, подвергающаяся попеременному затоплению и осушению во время приливов и при сгонно-нагонных явлениях. В первом случае формируется приливно-осушительная О. (tidal flat). Аккумулятивная приливно-осушительная осушка представляет собой накопление песчано-илистого материала, шириной до нескольких километров, с плоской поверхностью. Основными условиями образования таких осушек являются отместость береговой

зоны и обильные запасы наносов. Перед абразионными берегами приливных морей осушаются и затопляются широкие валунно-глыбовые или глинистые *бенчи*. На очень отмелых берегах бесприливных морей аналогом приливных являются ветровые О., обусловленные ветровыми нагонами (Леонтьев, 1956 б). Нагонные воды могут проникать далеко в глубь суши (в Северном Каспии — 4—6 км, в море Лаптевых и Восточно-Сибирском — до 50 км).

ПОЛЬДЕРЫ (polders) — участки широкой осушки, отгороженные от моря плотинами и используемые для сельского хозяйства (Голландия, ФРГ). Для сбрасывания грунтовых (засоленных) и дождевых вод применяются дренаж и откачка воды в море. В отечественной литературе П. предложено называть поверхности бывших осушек (см. рис. 26), которые вследствие нарастания берега перестали заливаться водами моря даже при самых высоких приливах (Леонтьев и др., 1975).

ПРИЛИВНЫЕ ВАННЫ (tidepools) — небольшие плоские водоемы, остающиеся на *осушке* при отливе (см. *приливы*). Обычно формируются при заполнении водой либо абразионных понижений или ванн растворения на поверхности каменистых и глинистых осушек, либо, реже, ложбин между *песчаными волнами* в нижней части осушки.

ПРИЛИВНЫЕ ГРЯДЫ — вытянутые по направлению приливных течений песчаные аккумулятивные формы, образуемые на морских мелководьях. Их относительная высота достигает 20 м, а длина — десятков километров. Поверхность П. г. в свою очередь расчленена вторичными поперечными грядами. Наиболее распространены в юго-западной части Северного моря, в Корейском заливе Желтого моря, в Белом море.

ПРИЛИВНЫЕ ЖЕЛОБА (*желоба стока приливных вод*) — эрозионные образования на наклонных поверхностях широких песчаных и илистых осушек, формируемые в фазу отлива (см. *приливы*) при стекании по этим поверхностям приливных вод. П. ж. могут возникать и вследствие высачивания вод из толщи отложений, когда смежные поверхности уже осушились. На песчаных *осушках* они являются временными образованиями. Под воздействием волнения они часто меняют место и перестраиваются. На поверхности илистых *ваттов* П. ж. образуют несколько генераций. Густая дихотомирующая

сеть мелких эрозионных промоин покрывает буквально всю поверхность ватта. Соединяясь друг с другом, промоины дают начало более устойчивым П. ж. Последние бывают врезаны на глубину более 1 м и часто имеют крутые и даже отвесные стенки; иногда меандрируют. В нижней зоне ватта, иногда близ устьев рек формируются уже постоянные *каналы стока приливных вод* (tidal channels) глубиной до 20 м. Дно их лежит ниже уровня сизигийного отлива (см. *приливы*), и они никогда не осушаются. Вдоль многих П. ж. часто образуются естественные прирусловые валы, еще более осложняющие поверхность осушки. В начале прилива морская вода поднимается по П. ж., но интенсивной эродирующей работы не производит.

ПРИЛИВНЫЙ БЕРЕГ (tidal coast) — берег, имеющий морфологические черты, связанные с воздействием приливов. Характерной чертой П. б. является наличие приливной *осушки*. Типичный аккумулятивный П. б. характеризуется весьма пологим профилем без четких морфологических границ между отдельными элементами: подводным береговым склоном, ваттами и маршами (см. рис. 26). При относительно больших уклонах в береговой зоне и существенном воздействии ветрового волнения на уровне среднего сизигийного прилива (см. *приливы*) появляется несколько уплощенный *береговой вал* (рис. 27а). При значительном волновом воздействии профиль П. б. теряет свои морфологические особенности (рис. 27б). Характерная черта песчаного П. б. — большая крутизна профиля пляжа, поскольку каждая его зона в ходе прилива последовательно оказывается в условиях вершины берегового вала (т. е. в условиях, соответствующих участку наибольших уклонов на пляже бесприливного моря).

Абразионный П. б. также имеет специфические черты: здесь подошва клифа с волноприбойными нишами и площадкой бенча обычно располагается на уровне сизигийного прилива (см. *приливы*), к которому приурочена наиболее интенсивная абразия вследствие заметного увеличения глубин в прибрежной полосе при максимальном приливе (рис. 27в). В условиях значительного поступления наносов формируется комплексный профиль П. б. — к уровню максимального прилива приурочен клиф, а у уровня сизигийного отлива формируется береговой вал (рис. 27г).

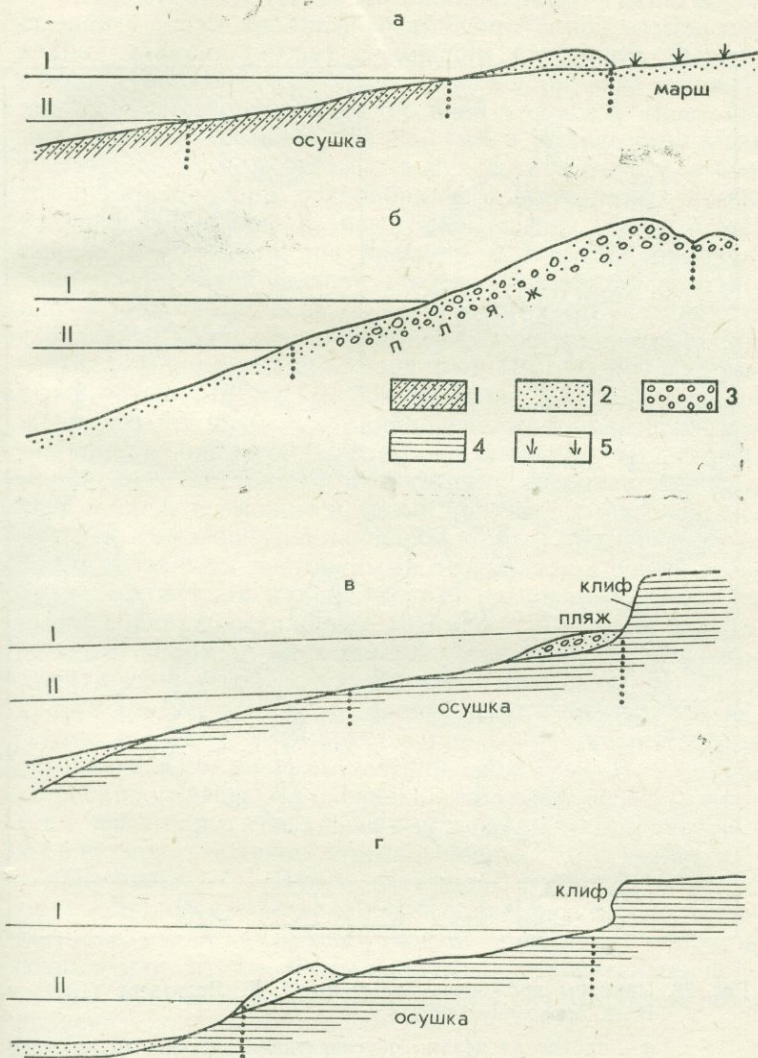


Рис. 27. Типы профилей берега и подводного склона приливного моря, по О. К. Леонтьеву и др. (1975):

I — уровень при приливе (полная вода), *II* — уровень при отливе (малая вода); 1 — илстые наносы, 2 — песчаные наносы, 3 — гравийно-галечные наносы, 4 — коренная порода, 5 — маршевые луга

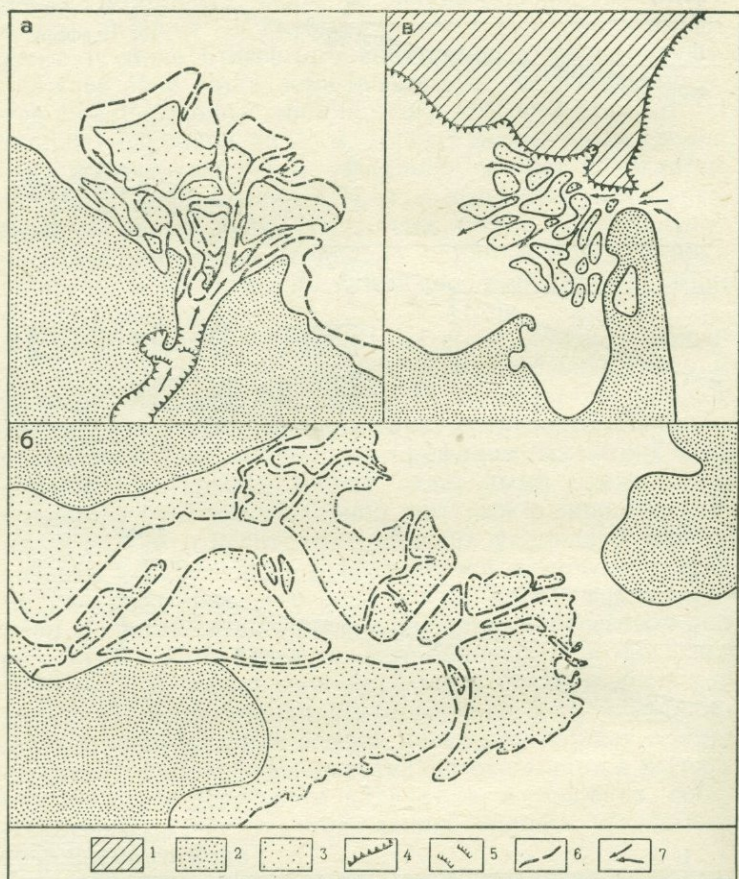


Рис. 28. Примеры проливных дельт, по О. К. Леонтьеву (1961) и В. П. Зенковичу (1962):

а — проливно-дельта, обусловленная постоянным течением из моря в залив, *б* — нагонная дельта, *в* — комплексная дельта, сформированная в результате совместного действия нагонного и постоянного течений в проливе; 1 — суглинки, 2 — аккумулятивный берег, 3 — наносы дельты, 4 — уступы размыва, 5 — водопад, 6 — границы подводной дельты, 7 — направление течения, формирующего дельту

ПРОЛИВНАЯ ДЕЛЬТА (channel fan) — дельта, растущая у устья пролива, соединяющего полузамкнутый водоем (залив, лагуну) с морским бассейном. Формируется течениями, развивающимися в проливе вследствие устойчивого перепада уровней водоемов (постоянные течения), а также приливными и сгонно-нагонными течениями. П. д. возникает в результате выноса этими течениями в залив разнообразного материала (песок, ракушка, водоросли) из береговой зоны и за счет материала, получаемого при размыве дна самого пролива. Чаще всего это подводное или осыхающее образование, иногда надводное; обычно — это многопроточная дельта с большим количеством удлиненных островов (рис. 28).

П. д., формируемые приливными (tidal delta) и нагонными течениями, весьма неустойчивы. Глубина и положение протоков в них постоянно меняются в связи со сменной приливов и нагонов различной величины. П. д., сформированные постоянными течениями, более устойчивы, хотя и здесь возможно влияние приливов и нагонов, меняющих их конфигурацию. Характерным примером П. д., сформированных постоянными течениями, служит дельта, изображенная на рис. 28а. В настоящее время она имеет в окружности более 10 км и продолжает выдвигаться в залив. У внутреннего устья протоки р. Свины (Балтийское море) формируются типичная нагонная дельта (рис. 28б), а в устье Енического пролива (Азовское море) П. д. формируется при совместном действии нагонного и постоянного течений (рис. 28в). П. д. широко распространены на океанских лагунных берегах. Протоки через бар и связанные с ними П. д. часто мигрируют в пределах больших отрезков берега.

ТЕРРАСА ОТЛИВА (low-tide terrace, foreshore step) — пологая, несколько обособленная ступень, иногда образуемая в нижней части приливной песчаной осушки или пляжа. Формируется на относительно приглубых аккумулятивных берегах при значительной роли волнения.

Эоловые

АВАНДЮНА — элементарная эоловая форма рельефа, которая в общем процессе дюнообразования является переходным звеном между *закустовым бугром* и типичной *береговой дюной* (Ульст, 1959). Профиль А. обычно

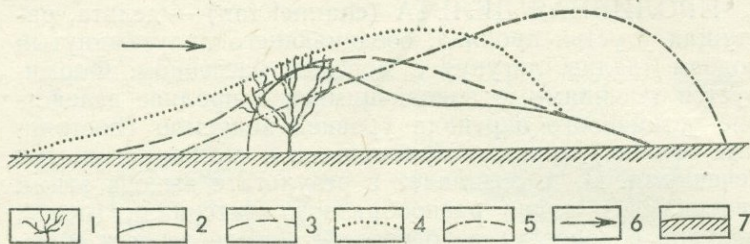


Рис. 29. Стадии развития береговой дюны, по Н. А. Соколову (1884):

1 — препятствие (куст); 2 — холмик-коса; 3 — авандюна; 4 — дюна; 5 — сместившаяся дюна; 6 — направление ветра; 7 — первичная поверхность

симметричный (рис. 29) вследствие выполаживания первоначально крутого (см. *закустовый бугор*) наветренного склона задерживающимся здесь, как у непроницаемой преграды, эоловым материалом. Крутизна ее склонов составляет $12-18^\circ$, ширина доходит до десятков метров (например, на побережье Рижского залива ширина А. достигает 20 м при относительной высоте 1—3 м). От обычной береговой дюны А. отличается своей неподвижностью. Растительность с наветренной ее стороны может стать новым центром аккумуляции эолового материала, что приведет к формированию следующей А., которая перехватит поступающий сюда песок. Тогда предыдущая А. в условиях недостатка наносов может подвергнуться дефляции и преобразоваться в подвижную дюну.

БАРХАН — развитая прибрежная эоловая форма, отличающаяся от параболической дюны обратным расположением боковых «рогов» (у Б. они обращены по направлению ветра). Б. образуются на поверхности песчаных аккумулятивных террас при низком стоянии уровня грунтовых вод и слабом закреплении растительностью боковых частей эоловой формы.

БЭРОВСКИЕ БУГРЫ — реликтовые, ныне закрепленные растительностью эоловые формы (Федорович, 1941; Леонтьев, Фотеева, 1965), широко развитые в пределах хвалынских (верхнечетвертичных) террас в Северном Прикаспии. Морфологически представляют собой параллельные гряды с уплощенными вершинами, от-

носительной высотой от 5 до 22 м, длиной 0.5—10 км и шириной 100—600 м. В основании типичных Б. б. отмечается цоколь из шоколадных глин нижнехвалынского возраста. На цоколе располагается так называемая бугровая толща (суглинки), перекрытая чехлом элювиально-делювиальных или эоловых песчаных накоплений. Происхождение Б. б. до сих пор точно не установлено. Большинство исследователей поддерживают эоловую теорию, по которой Б. б. — аналог глиняных дюн и образовались в период межхвалынской регрессии моря в результате развевания вышедших из-под его уровня шоколадных глин (Леонтьев и др., 1975).

ВЕТРОВОЙ ПЕСЧАНЫЙ ПОТОК (песковетровой, ветропесчаный) — перемещение сухих наносов ветром. В. п. п. образуется при скорости ветра в приземном слое более 4 м/с. Имеет сложную структуру, обусловленную его турбулентным характером. Основная масса песка переносится путем сальтации, а наиболее крупные зерна вплоть до мелкой гальки и ракушек — качением в нижнем 5—10-сантиметровом слое; очень мелкие частицы, преимущественно пыль, длительное время движутся во взвешенном состоянии в верхних слоях потока. Действие В. п. п. заметно проявляется в балансе наносов на пляжах. В. п. п. может иметь направление как в сторону суши, так и в сторону моря. В первом случае количество песка, выносимого с пляжа, бывает очень большим. В результате в береговой зоне может образоваться дефицит наносов и берег будет размываться морем. При ветре с берега пополняется запас наносов на подводном береговом склоне. В районе Анапской пересыпи (Черное море), например, в результате эолового приноса на подводную часть пляжа в месяц поступает до 20 м³ песка на 1 п. м. берега (Айбулатов, 1961).

ДЕФЛЯЦИОННЫЕ ФОРМЫ — формы рельефа, образующиеся в результате *дефляции*, т. е. выдувания и развевания рыхлого (песчаный, алевроитовый, реже глинистый) материала ветром. Д. ф. особенно активно развиваются в пустынных районах, где они весьма разнообразны. На побережьях морских и озерных водоемов часто формируется *ветроустойчивая поверхность* вследствие выдувания мелкоземистых частиц и обогащения поверхности пляжа или песчаной морской террасы крупным материалом. К Д. ф. относятся впадины или *ложбины выдувания* — *выдуи* — в пределах гряды дюн.

С дефляционными процессами может быть связано значительное переуглубление осыхающей лагуны благодаря развеванию глинистой поверхности ее бывшего дна; развевание может достигнуть четверти общего объема лагунной впадины (например, лагуна Мадре, США).

ДЮНЫ БЕРЕГОВЫЕ (coastal dunes) — аккумулятивные формы эолового происхождения, образующиеся на побережье морских или озерных водоемов. Источником материала для формирования Д. б. является пляж. Подсохший на его поверхности песок подхватывается ветром, перемещается им в сторону суши и, встречая на своем пути небольшое препятствие (например, куст), стлагается здесь, давая начало дюне. В своем развитии дюна проходит несколько стадий — от *закустового бурга* (см. рис. 29), *авандюны* к подвижной и *параболической дюне*. Типичная Д. б. имеет в плане овальные очертания, хотя под влиянием общей ландшафтной и аэродинамической обстановки форма ее может значительно меняться (рис. 30). Высоты Д. б. варьируют от 1 до 100 м. Например, на побережье Балтийского моря они достигают высоты 60 м. По составу дюнные пески сходны с пляжевыми, из которых они формируются, но в них значительно меньше тонких фракций и песчаные частицы лучше окатаны вследствие более сильных соударений в воздухе, чем в воде. Для перевеянных отложений характерна косая клиновидная слоистость. Кроме типичных песчаных Д. б. (sand dunes) встречаются *глиняные дюны* (clay dunes).

Наиболее благоприятен для образования дюн сухой климат (жаркий или холодный) при сильных ветрах со стороны моря. Современные Д. б. формируются в основном в аридных и семиаридных районах (побережье Австралии, Аравийского полуострова, берега Каспийского моря), хотя они развиваются и в умеренной полосе (побережье Англии, Франции, берега Балтийского моря). Дюнные образования представляют собой достаточно эффективную временную защиту берега от размыва волнами (Зенкович, 1962а) и служат хорошим естественным барьером, защищающим низкие прибрежные равнины от затопления морем (Гуделис, 1957).

ДЮНЫ ВАЛООБРАЗНЫЕ (ЭОЛОВО-ПРИБОЙНЫЕ ВАЛЫ) — комплексные береговые аккумулятивные формы, образующиеся в результате перевеяния обычных береговых валов на песчаном пляже и облака-

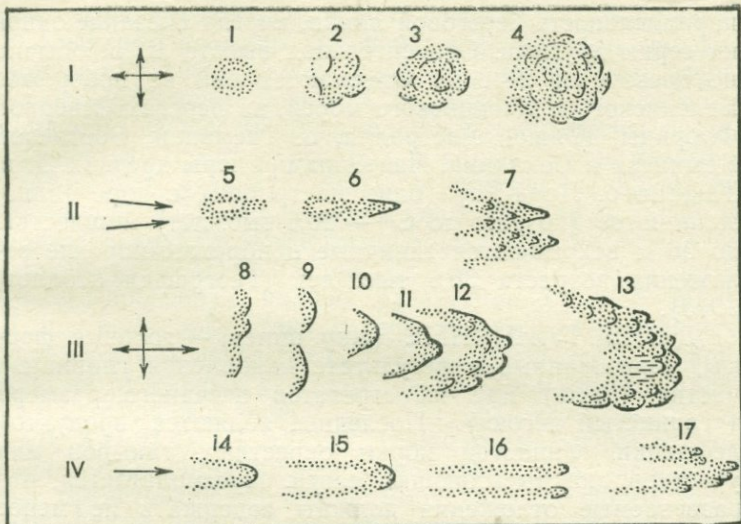


Рис. 30. Формы береговых дюн, формирующихся при различных режимах ветра (Энциклопедический словарь, 1968):

I — равномерный ветер со всех сторон, *II* — односторонние ветры близких направлений, *III* — преобладают ветры одного направления, *IV* — дуют ветры только одного направления; 1 — кольцевая дюна, 2 — простая циркулярная, 3 — комплексная циркулярная, 4 — гипертрофированная циркулярная, 5 — овальная, 6 — простая копьевидная, 7 — комплексная копьевидная, 8 — фестончатый дюнный вал, 9 — скобковидные, 10 — серповидная, 11 — простая параболическая, 12 — комплексная параболическая, 13 — гипертрофированная комплексная параболическая, 14 — дугообразная, 15 — шпильковидная, 16 — дюнные гряды, 17 — комплексная грядовая дюна

ния их эоловым материалом. Поэтому в ядре Д. в. содержатся ненарушенные накопления прибрежно-морских наносов, перекрытые сверху перевейным песком. Процесс навевания песка идет до тех пор, пока не возникнет новый *береговой вал*, который перехватывает эоловый материал, поступающий с пляжа. Д. в. соответствуют той стадии эолового процесса, когда образуется *авандюна* (Ульст, 1959; Леонтьев, 1961). Д. в. формируются в условиях, когда развевание не успевает полностью разрушить вновь образующиеся береговые валы, а лишь модифицирует их, вследствие чего сохраняются основные морфологические черты этих валов — прямолинейность,

параллельность береговой линии, иногда срезание одной их серии другими. Относительная высота Д. в. обычно не превышает 2—3 м. Отмечаются они на побережье Балтийского и Каспийского морей, на берегах Северной Флориды, Южной Австралии, о. Тасмании, Восточной Камчатки и Сахалина. Известны примеры древних Д. в. Так, на о. Лорд-Хау (близ Австралии) в ядре толщи *эолианитов* (возраст по C^{14} — 20,6 тыс. лет) мощностью до 36 м вскрываются типичные прибрежно-морские отложения возраста 30,5 тыс. лет (География атоллов, 1973).

ДЮНЫ ГЛИНЯНЫЕ (clay dunes) — эоловые формы, образованные в результате накопления глинистых частиц (пыль) или их агрегатов песчаного размера («глинистый песок»). Последние являются продуктом дефляции глинистой корки окрестных такыров или участков дна высыхающих лагун. Предполагается, что развеваемые отложения должны содержать не менее 8% глины (The Encyclopedia, 1968). Формирование Д. г. обычно происходит в условиях жаркого аридного климата, который способствует быстрому высыханию глинистой поверхности, ее растрескиванию и разрушению ветром. Рост Д. г. в высоту протекает медленно (на побережье Техаса, например, в среднем 30 см в столетие) (The Encyclopedia, 1968). Развитые Д. г. представляют собой обычно отдельные невысокие холмы или обширные поля волнообразных беспорядочных гряд — «гигантских рифелей». Хорошо известные в Северном Прикаспии *бэровские бугры* также, по-видимому, аналоги Д. г.

ДЮНЫ ГРЯДОВЫЕ — линейные, вытянутые по направлению господствующего ветра эоловые формы. Являются реликтом *параболических дюн*, прошедших длительный цикл перестройки в условиях дефицита наносов. Д. г. часто начинаются вблизи современного берега, подходя к нему под углом (иногда прямым). Такие формы известны в Юго-Восточном Прикаспии (Зенкович, 1957), по берегам дельты Нила и в ряде других мест.

ДЮНЫ ПАРАБОЛИЧЕСКИЕ — береговые эоловые формы, образующиеся в результате дефицита песка в ветровом потоке наносов (см. *ветровой песчаный поток*). При этом происходит развевание наветренного склона обычной дюны с образованием параллельной направлению ветра дефляционной ложбины — *выдуя* — в привершинной части дюны. Вынесенный песок сваливается по-

зади этой ложбины на подветренный склон. В процессе дальнейшего развития дефляции средняя часть эоловой формы продвигается все дальше в направлении ветра, тогда как боковые ее части, где мощность эоловых накоплений меньше и которые прочнее скреплены растительностью, заметно отстают и сильно растягиваются. В результате возникает сильно вытянутое (до 400 м) эоловое образование подковообразной или параболической формы с крутым подветренным склоном на выпуклой стороне (рис. 31). При значительном дефиците наносов может произойти полное развевание средней части Д. п., от которой остаются лишь «рога» в виде длинных, параллельных ветру гряд. Д. п. хорошо развиты, например, на отдельных участках побережья Рижского залива и на Куршской косе.

ЗАКУСТОВЫЙ БУГОР, также *холмик-коса*, *холмик скучивания* (*embryodune*) — небольшое накопление песка, представляющее собой эмбриональную форму эоловых образований. Возникает в ветровой тени за любым проницаемым препятствием (например, кусты), при прохождении которого воздушные струи теряют скорость и отлагают влекомый ими песчаный материал в виде небольшой косы, вытянутой по направлению ветра. З. б. имеют в плане клиновидные очертания и обладают крутым и коротким наветренным склоном (см. рис. 29). Формируются слабыми ветрами, способными реагировать на небольшие препятствия, и поэтому обычно сложены мелкими и легкими (кварц, полевой шпат) песчаными зернами. По мере роста З. б. сам начинает задерживать песок и становится центром эоловой аккумуляции, превращаясь в *авандюну*.

КУЧУГУРЫ, или **БУГРЫ РАЗВЕВАНИЯ**, — бугристые пески с разреженным растительным покровом. Обладают разной степенью подвижности. Являются результатом вторичного развевания ранее сформированных *авандюн* (не успевших перейти в стадию развитых дюн) или типичных приморских *дюнных гряд* при нарушении растительного и почвенного покровов. Название К. применяется обычно в Причерноморье. Примером К. служат бугристые пески Анапской пересыпи.

ЗОЛИАНИТЫ, или **КАЛЬКАРЕНИТЫ** (*eolianite*, *eolian calcarenite*, *coastal limestone*), — известняковая порода на берегу или в береговой зоне, состоящая из кораллового и ракушечного песка (иногда ослитового),

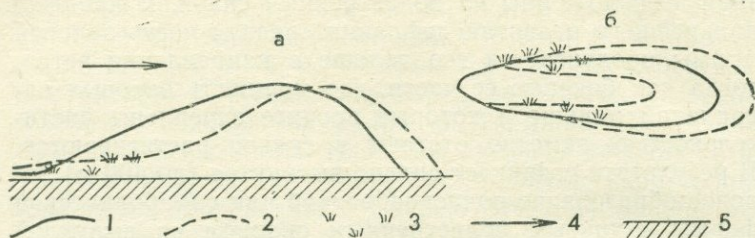


Рис. 31. Схема образования параболической дюны, по О. К. Лентьеву (1961):

а — профиль, *б* — план; 1 — исходная береговая дюна, 2 — параболическая, 3 — растительность, 4 — направление ветра, 5 — первичная поверхность

скрепленного кальцитовым цементом. Обладает типичной косой эоловой слоистостью. Э. слагают древние береговые дюны (fossil dunes), которые формировались в плейстоцене и раннем голоцене в периоды сухого (часто холодного) климата и низкого стояния уровня моря. Так, на о-ве Норфолк (Тихий океан) Э. имеют поздневалдайский возраст (по C^{14} — 23,6 тыс. лет). Полосы реликтовых дюн, сложенных Э. и сопровождающих древние береговые линии (на разных уровнях), известны на побережье Австралии, Западной Индии, Южной Африки, Египта, Кубы, Багамских островов и во многих других районах. Местами они сохранились в верхней части шельфа (Sprigg, 1976) в виде отдельных банок (sandstone reefs).

Биогенные

АТОЛЛ (atoll) — кольцевой коралловый риф, морфологически представляющий собой узкую гряду с замкнутой (или полузамкнутой) внутри него лагуной (рис. 32, 33). Очертания рифового кольца могут быть довольно правильными (например, Таиаро, о-ва Туамоту) или неправильными и в значительной степени зависят от направления господствующего волнения. Кольцеобразный риф нередко бывает целиком подводным, т. е. находится ниже уровня сизигийного отлива (см. приливы), но чаще имеет в своей верхней части ряд мелких островков, не заливаемых во время прилива. Эти островки иногда яв-

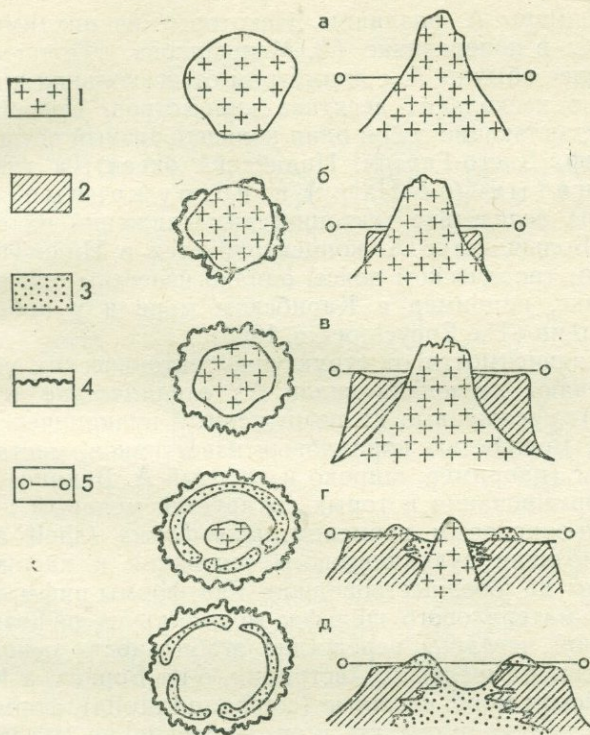


Рис. 32. Схема происхождения и развития атоллов (География атоллов, 1973):

а — вулканический остров, *б* — то же с окаймляющим рифом, *в* — то же с барьерным рифом, *г* — атолл с вулканическим ядром, *д* — нормальный атолл; 1 — вулканические породы, 2 — коралловые известняки, 3 — рыхлые осадки, 4 — коралловый риф, 5 — среднемноголетний уровень океана

ляются абразионными останцами более древней (поднятой) рифовой платформы, но в большинстве случаев представляют собой аккумулятивные береговые формы на поверхности рифа, сложенные рыхлым обломочным материалом. Высота их обычно не превышает 4—5 м над уровнем океана.

Размеры А. различны. Некоторые из них имеют до 100 км в поперечнике (А. Меншикова, Тихий океан), но более обычны А. с диаметром от нескольких километров до нескольких десятков километров. Известны А., представляющие собой один кольцеобразный остров (например, Диего-Гарсия, Индийский океан), а также А. поднятые (о-в Науру) и погруженные (банка Робби) вследствие тектонических движений их оснований. Большинство А. концентрируется в Индо-Тихоокеанском тропическом поясе, однако известны они и в Атлантике, например в Карибском море и у побережья Бразилии (The Encyclopedia, 1968).

В зависимости от структурно-тектонических условий различают несколько видов А.: *океанические* (oceanic atolls), насаженные на погруженный вулканический конус, с мощностью коралловых известняков, местами до 2000 м (например, широко известный А. Бикини), начало формирования которых датируется меловым или палеоцен-эоценовым временем; *шельфовые* (shelf atolls), не имеющие вулканического основания и насаженные обычно на предшествовавшие платформы-рифы в пределах материкового шельфа; мощность их рифовых отложений невелика вследствие стабильности основания; известны на шельфах Австралии, о-ва Борнео, в Южно-Китайском море; *сложные* (compound atolls), формирующиеся тем же путем, что и океанические, но при медленном погружении крупных блоков океанского дна (например, в Южно-Китайском и Коралловом морях). Часто главное кольцо А. состоит из мелких кольцевых А. второго порядка, называемых фарос (fagos).

Среди ряда гипотез о происхождении А. основной остается предложенная Ч. Дарвином, согласно которой они образуются при погружении вулканического конуса из первичного окаймляющего рифа (см. рис. 32). При этом А., как показано на рис. 33, проходят ряд последовательных стадий (Леонтьев и др., 1974). При объяснении формирования А. на относительно стабильном основании (например, шельфовом) учитывают эвстатическое послеледниковое повышение уровня океана или привлекают другие гипотезы, в частности о субаэральном растворении известняка в центре рифовой платформы и последующем росте кораллов по ее приподнятым краям в процессе поднятия уровня океана (McNeil, 1954) или известную гляцио-эвстатическую гипотезу (Daly, 1915).

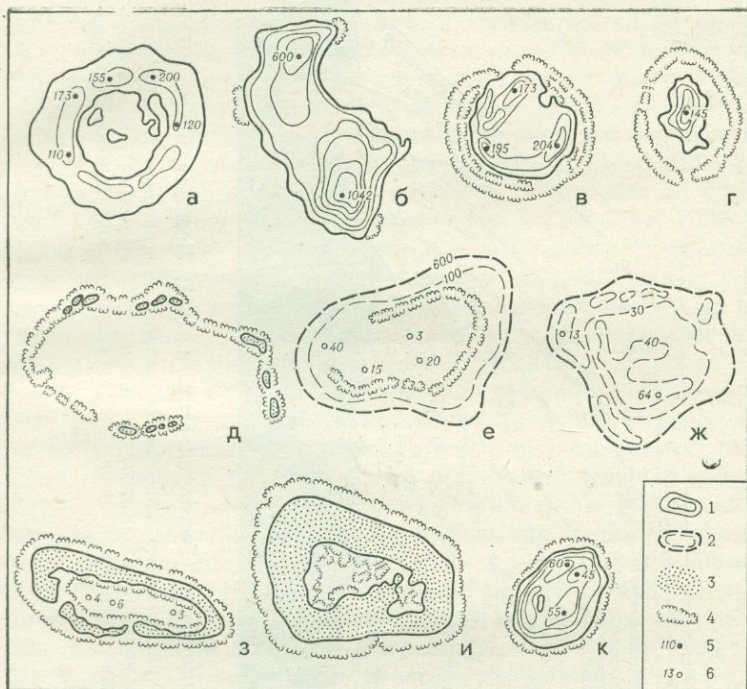


Рис. 33. Звенья единого морфогенетического ряда эволюции атоллов в условиях погружения и поднятия их основания, по О. К. Леонтьеву и др. (1974).

Медленное погружение: *а* — вулканический остров (Ниуа-Фоосу, архипелаг Тонга), *б* — то же с начальным развитием окаймляющего рифа (о. Танна, Новые Гебриды), *в* — то же с окаймляющим рифом по всему периметру и началом формирования барьерного рифа (о. Манго, архипелаг Фиджи), *г* — атолл с вулканическим ядром (о. Уэа), *д* — типичный атолл с кольцевым рифом и отдельными песчаными островками на нем (Бикини), *е* — погружающийся атолл Пёрл-энд-Хермис (Гавайские острова), *ж* — погруженный атолл (банка Робби). Поднятие: *з* — поднимающийся атолл (Гарднер), *и* — то же с замкнутой лагуной (о. Суэйнс), *к* — поднятый атолл (о. Науру); 1 — изогипсы, 2 — изобаты, 3 — песчаные острова, 4 — коралловые рифы, 5 — отметки высот, 6 — отметки глубин

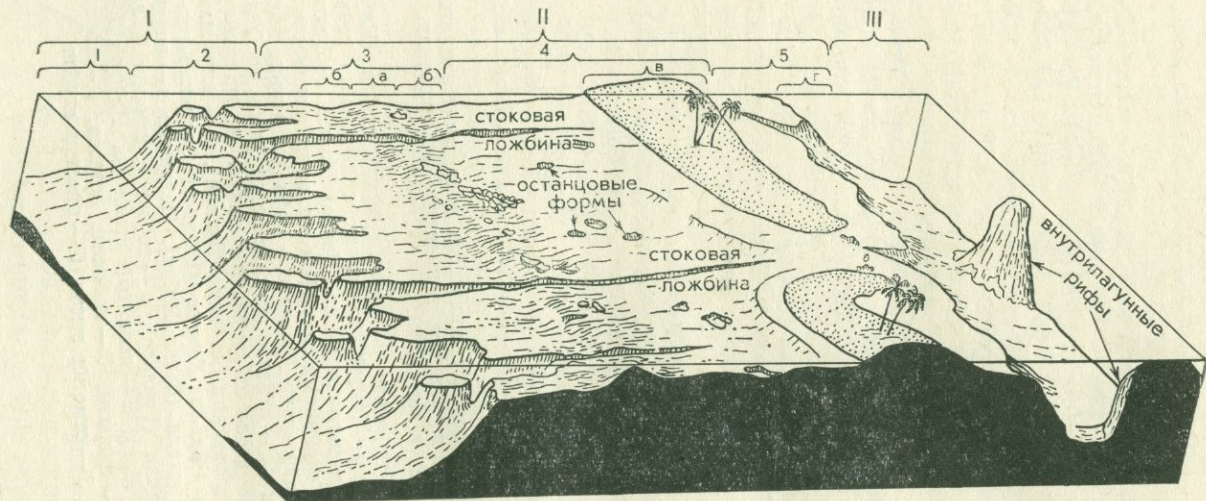


Рис. 34. Морфологические элементы кораллового рифа (География атоллов, 1973; Леонтьев и др., 1975):

I — внешний склон: *1* — зона подножия, *2* — зона прибойных желобов и гребней; *II* — рифовая платформа (риф-флет): *3* — внешняя зона (*а* — рампарт, *б* — продольные ложбины), *4* — средняя зона (*в* — острова), *5* — лагунная внутренняя зона (*г* — лагунный склон рифовой платформы); *III* — лагуна

БАРЬЕРНЫЙ РИФ (*barrier reef*) — один из типов крупных коралловых сооружений; формируется на краю материковой или островной отмели. Морфологически представляет собой широкую гряду кораллового рифа (см. рис. 32, 33), поднимающуюся к поверхности моря и протягивающуюся субпараллельно берегу на некотором расстоянии от него. Б. р. имеет обычно асимметричный поперечный профиль. Его морской склон очень крут ($20-45^\circ$) и нередко резко обрывается к глубинам 1000—5000 м (см. рис. 32); внутренний склон пологий и осложнен многочисленными одиночными коралловыми постройками. В вершинной части хорошо развитых Б. р. волнами могут формироваться небольшие островки из обломков разрушенных кораллов (рис. 34).

Б. р. отделяют от моря *лагуны* глубиной местами до 50—80 м. Дно лагун обычно песчаное, усеянное одиночными коралловыми постройками (*внутрилагунные рифы*). Типичный Б. р. образует единичный барьер вдоль берега материка или острова, однако на отдельных участках известны случаи формирования двойных, тройных и даже множественных Б. р.; причина этого явления пока неясна. Самым крупным Б. р. является Большой Барьерный риф, который протягивается на расстояние около 2000 км вдоль северо-восточного побережья Австралии. Он состоит из нескольких звеньев, разделенных относительно глубокими проходами. Ширина лагуны за рифом составляет от 7 до 180 км. Крупные барьерные комплексы развиты также у восточного побережья Новой Гвинеи, у Новой Каледонии, Фиджи, Борнео и вокруг многих других островов Тихого и Индийского океанов.

БИОГЕННЫЙ БЕРЕГ — берег, формируемый при активном воздействии морских организмов (*рифостроителей*) или прибрежной галофитной растительности. Разновидностями Б. б. являются *коралловые* и *фитогенные* (*мангровый* и *тростниковый*) берега со своеобразными формами рельефа. Наиболее широко Б. б. распространены в тропической и субтропической зонах, причем преобладают здесь коралловые берега.

ВОДОРΟΣЛЕВЫЙ МАТ — скопление водорослей на пляже в верхней части зоны прибоя или на прибрежных участках дна в его депрессиях. Во время шторма волны отрывают от субстрата некоторые виды водорослей (в Черном море — цистозира, в Балтийском и Северных мо-

рях — фукусы) и формируют из них валы на пляже или отлагают их слоем на подводном береговом склоне. Мощные водорослевые валы защищают в течение сравнительно долгого срока поверхность наносов или коренную породу от действия прибоя средней силы. Разложение водорослей создает в грунте кислую среду, способствующую растворению известковых пород. Мощные В. м. образуются в вершинах подводных каньонов тихоокеанского побережья США (Шепард, Дилл, 1972).

ВНУТРИЛАГУННЫЕ РИФЫ — относительно небольшие коралловые постройки, развивающиеся в лагунах за *барьерным рифом* или внутри *атолла* (см. рис. 34). Для широких лагунных пространств за барьерным рифом (например, в северной части Большого Барьерного рифа Австралии) особенно характерны округлые или овальные рифы-плато, или рифы-платформы (*platform reefs*), с плоской поверхностью, иногда с аккумулятивными островами на ней. Наиболее крупные платформы имеют до 1,5—2 км в поперечнике, более мелкие (*patch reefs*) — местами чуть больше 100 м. В. р. этого типа развиваются на мелководных участках материкового или островного шельфа за рифовым барьером; они встречаются в виде одиночных образований или вытянуты в небольшие пояса и маркируют, по-видимому, погруженные береговые линии (*The Encyclopaedia*, 1968). Для атоллов наиболее типичны В. р. в виде небольших башенок (*pinnacles*) с очень крутыми склонами (45—60°) или суживающихся кверху столбов с небольшими уплощенными вершинами (*knolls*), которые поднимаются к самой поверхности воды. Сильно разрастаясь, они могут образовывать обширные мелководные банки.

ВОДОРΟΣЛЕВЫЙ РАЗНОС — перемещение обломков горных пород в береговой зоне с помощью водорослей, широко распространенное на морях, у берегов которых изобилует подводная растительность — фукусы и ламинарии. Слоевница этих видов имеют положительную плавучесть, а заросток прикрепляется к камням. По мере роста водоросли плавучесть увеличивается, и волны или течения сдвигают ее вместе с камнем, на котором она выросла. В конечном счете камень оказывается на берегу. Таким образом, пляж получает часть щебня, ракушки и даже валунов. В. р. ярко выражен в Белом и Баренцевом морях, в морях Дальнего Востока, на оке-

анских берегах. Наблюдается также у берегов Эстонской ССР (Орвику, 1974).

ГРУНТОЕДЫ — собирательное название группы организмов, которые питаются путем пропускания илисто-песчаных наносов через кишечник. Их можно разделить на две группы. Одни потребляют уже отложенный собственнo ил, извлекая из него питательные вещества. Это — некоторые черви из класса полихет и червь-пескожил, распространенный на осушках и в сублиторали, покрывающих значительную часть поверхности дна. На подводном береговом склоне Г. являются даже некоторые крабы (например, *Urogebia* в Черном море). Роль Г. этой группы заключается в перемешивании верхнего слоя грунта (биотурбация), благодаря чему нарушается его структура. Вторая их группа улавливает взвеси из придонного слоя воды и продуцирует из них плотные комочки (*копролиты*), попадающие в состав наносов. К таким организмам, в частности, принадлежат некоторые роды моллюсков (например, *Ostrea*, *Mya*). Другие моллюски зарываются в песок (например, *Donax* на Черном море) и также нарушают структуру верхнего слоя наносов, способствуя их размыву волнами.

КАМНЕТОЧЦЫ (*rock-boring organismus*) — группа морских организмов, способных активно разрушать отложения и горные породы, слагающие дно в береговой зоне, тем самым способствуя абразии. Наиболее активны на мелководье, но могут встречаться и на больших глубинах. К ним относятся некоторые морские ежи, кольчатые черви (*Polypora*), моллюски (*Saxicava*, *Pholas*, *Lithophagus*), губки (*Clione*) и некоторые другие организмы. Многие К. оказывают только механическое воздействие на породу (сверление, царапание, объедание и т. д.), другие выделяют растворяющие ее органические кислоты, облегчающие сверление. Сверлящие губки могут разрушать известняк со скоростью 14 мм в год, а некоторые ежи, вытачивающие чашеобразные углубления, — со скоростью 6 мм в год (*The Encyclopedia*, 1968). Мергелевые глины на морском дне в районе Сочи размываются со скоростью 3—4 мм в год, чему во многом способствует деятельность моллюска *Barnea candida*, а у восточного побережья Англии благодаря моллюску *Pholas* скорость размыва поверхности мергелистых известняков составляет в среднем 1,25 см в год (Леонтьев и др., 1975). На атолле Альдабра (Индийский океан) в

общем разрушении известнякового бенча 50% приходится на долю биоэрозии (Trudgill, 1976).

КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ (coral reefs) — собирательное название рифовых сооружений, создаваемых организмами — *рифостроителями*. Это — комплексные массивные постройки из органогенного известняка (преимущественно кораллового происхождения) в прибрежной полосе морского дна. Кроме колоний живых и отмерших морских организмов (кораллы, известняковые водоросли и др.) большую роль в составе К. р. играют и продукты их дробления волнами. К. р. образуют обычно мелководные платформы, которые частично могут осушаться при отливе. Широко распространены в тропических морях.

В рельефе К. р. выделяются следующие 3 элемента (рис. 34):

1. **Внешний склон** (outer reef slope) — зона постоянного воспроизводства кораллов и одновременного их разрушения под действием океанских волн; крутизна его превышает 20° , и в верхней части он обычно прорезан узкими и глубокими ложбинами (grooves), выработанными волновыми и приливными течениями. 2. **Рифовая платформа**, или **риф-флет** (reef flat), — рифовоабразионная терраса шириной 50—350 м, располагающаяся примерно на уровне отлива. Ее внешняя зона имеет выровненную поверхность (вследствие активной абразии). Край этой зоны (особенно со стороны господствующих волнений) может быть несколько приподнят вследствие того, что растущие кораллы и особенно менее прихотливые известковые водоросли, пышно разрастаясь здесь, образуют валообразную гряду — *рим* (algal rim, lithothamnion rim), поднимающуюся до уровня сизигийного прилива и даже несколько выше. На некотором расстоянии от внешнего края на поверхности платформы нередко формируется кораллово-водорослевый вал — *рампарт* (gampart). Он сложен грубыми обломками кораллового известняка и имеет высоту до 1 м. Местоположение рампарта контролируется воздействием прибойя. Относительно мелкий материал выносится прибойным потоком дальше, в среднюю зону риф-флета — основную зону аккумуляции продуктов разрушения коралловой платформы. Здесь создаются аккумулятивные береговые формы типа *береговых баров*, которые образуют большие и малые коралловые острова высотой 3—4 м над уровнем моря. Внутренняя зона риф-флета имеет обычно скали-

стую поверхность, тонкозернистые осадки встречаются пятнами. 3. *Лагуна с внутрिलाгунными рифами.*

КОРАЛЛОВЫЙ БЕРЕГ (coral reef coast) — берег, окаймленный или созданный известняковыми постройками *рифостроителей*. Роль коралловых построек заключается прежде всего в защитном воздействии на коренной берег. В целом развитие К. б. имеет много сходных черт с эволюцией небиогенных берегов, поскольку основным энергетическим фактором развития берега и в этом случае остается морское волнение (Зенкович, 1962а, Леонтьев, 1969, Каплин, 1973). Под влиянием волн на К. б. активно протекает процесс выравнивания, который в открытом океане приводит к образованию кольцевых рифов — *атоллов*.

Значение волновых процессов еще более усиливается в настоящее время, когда происходит частичное отмирание коралловых колоний в связи с изменившимися климатическими условиями (Зенкович, 1960б; Ионин, Павлидис, 1971). К. б. приурочены к тропической широтной зоне и особенно характерны для юго-западной части Тихого океана.

МАНГРОВЫЙ БЕРЕГ (mangrove coast) — один из типов *биогенных берегов*, свойственный тропическим широтам. М. б. представляет собой приливный берег с широкой илистой *осушкой*, на которой развивается специфическая древесная растительность — мангры (*Rhizophora*, или красные мангры, *Avicennia*, или черные мангры, *Laguncularia*, или белые мангры, и *Sonneratia* — бутонное дерево). Представители красных мангров, достигающие в высоту 30—36 м и имеющие ствол диаметром около метра, образуют так называемые высокие мангры; они наиболее прихотливы к условиям обитания и поэтому имеют меньшее распространение, чем низкие мангры. По своему местонахождению в приливной зоне мангры — тропический аналог галофитной травянистой растительности на *маршах* умеренных широт. В целом они покрывают около 26 000 км² прибрежной зоны (The Encyclopedia, 1968).

Основными условиями развития широкого пояса прибрежных мангровых зарослей являются: слабое волнение; интенсивное поступление тонких наносов, значительная высота прилива и низменность прибрежной суши. Мангры не особенно чувствительны к изменениям солености и могут развиваться как в почти пресной, так

и в сверхсоленой воде. Особенно активно они развиваются близ устьев рек, где, кроме того, формируются широкие илистые осушки за счет обильного притока тонких речных выносов. Мангровая растительность своей густой корневой системой задерживает наносы и способствует усилению нарастания аккумулятивного берега, хотя эту ее роль не следует переоценивать (Каплин, 1973).

ОБРАСТАНИЕ — поселение многих видов организмов на поверхности глыбово-валунных накоплений. Это прежде всего различные водоросли, а из животных — лишанки, сидячие ракообразные (*Balanus*), черви с известковым чехлом (*Serpulidae*). Заметное *O.* происходит за две-три недели, но при движении гальки оно полностью стирается. Поэтому легко различаются участки с галькой и валунами, приходившими в движение при волнении за данный промежуток времени. Граница на дне между зоной обрастания и зоной чистой гальки прослеживается очень четко.

РАМПАРТ (*rampart*) — валообразное валунно-глыбовое нагромождение вблизи внешнего края *бенча* (или *риф-флета*), имеющее сложное прибойно-биогенное происхождение. Волны открытого моря (океана), обрушиваясь на внешний край рифа, выламывают крупные глыбы кораллового известняка, которые выносятся прибоем на риф-флет. Нагромождения глыб (высотой до 2 м) цементируются поселяющимися на них литотамниевыми (известковыми) водорослями и кораллами. В ряде случаев *P.* бывает разделен проходами на куполообразные возвышения, называемые *крэгами* (*crags*). С внутренней стороны *P.* располагается обломочный шлейф — *ухвостья* (*tails*) — косы, гряды щебня и гравия (см. *гранулометрический состав наносов*), формируемые прибойным потоком. *P.* такого типа характерен для тропических областей.

РИФОСТРОИТЕЛИ (*reef builders*) — группа морских колониальных организмов, поглощающих углекислый кальций из морской воды и строящих известковые скелеты, создавая горную породу — *рифовый известняк* (*reef limestone*) и сложенные ею различные типы рифовых построек, обычно объединяемых общим названием *коралловые рифы*. К биоценозам *P.* относятся прежде всего мадрепоровые и некоторые восьмилучевые кораллы, известковые водоросли (особенно *Halimeda Litho-*

thamnion), в меньшей степени — мшанки, моллюски (например, Tridacna), фораминиферы. Местами эти организмы строят и индивидуальные сооружения. Известны, например, водорослевые рифы (algal reefs); они обычно имеют небольшие размеры и формируются на участках, неблагоприятных для поселения более прихотливых кораллов. Нормальное развитие Р. обеспечивается определенными условиями: сравнительно высокой средней температурой воды (не ниже 18—20°), нормальной соленостью (27—38%) и хорошей освещенностью. Первое условие ограничивает распространение Р. и связанных с ними сооружений тропическими и экваториальными широтами. Р. (особенно кораллы) не выдерживают опреснения и поэтому избегают приустьевых участков рек, где, кроме того, большая мутность воды ограничивает освещение. Обычно они развиваются в хорошо прогреваемой и хорошо освещаемой прибрежной полосе. Требовательность Р. к условиям своего обитания имеет большое палеогеографическое и неотектоническое значение: ископаемые рифы позволяют судить о прежней физико-географической обстановке, а нахождение рифовых сооружений на больших глубинах может свидетельствовать о прогибании этого участка морского дна.

ТРОСТНИКОВЫЙ БЕРЕГ (reeds swamp, rushswamp coast) — песчано-илистый берег, в образовании которого активную роль играют различные виды тростниковой растительности (Phragmites, Typha, а в более солоноватоводных условиях — Juncus). Особенно велико защитное влияние этой растительности на приливных берегах (см. *марши*) и берегах с ветровой *осушкой*. Поселяясь в верхней части осушки, растительность ослабляет энергию волн и течений, способствуя отложению тонкого материала и нарастанию берега.

Ледовые и мерзлотные

БАИДЖАРАХИ — грунтовые останцы вытаивания высотой до нескольких метров, обычно конические, осложняющие выровненную поверхность береговых обрывов, сложенных многолетнемерзлыми толщами с включениями полигонально-жильного льда (см. *термическая абразия*). Формируются вследствие вытаивания ледяных жил. Сравнительно быстро разрушаются, расплзаясь по склонам.

ЖЕЛОБА ПРОТАИВАНИЯ — формы ледовой эрозии, встречающиеся на подводном береговом склоне арктических морей там, где были затоплены равнины с выходами на поверхность полигонально-жильного льда (см. *термическая абразия*). Ж. п. формируются на месте вытаивания ледяных жил (Клюев, 1965). По данным новейших исследований, это явление имеет ограниченное распространение (Арэ, 1978).

КРИОГЕННАЯ ЦЕМЕНТАЦИЯ — смерзание рыхлого материала, слагающего береговые аккумулятивные формы, при отрицательных температурах воды и воздуха. Благодаря К. ц. происходит закрепление на месте и постепенное увеличение объема наносных накоплений (Григорьев, 1966). К. ц. создает возможности наращивания искусственных аккумулятивных форм для использования в качестве оснований при строительстве и буровых работах.

ЛЕДОВЫЙ РАЗНОС — перемещения обломочных частиц сезонным, паковым или глетчерным льдом. Это явление особенно характерно для полярных морей. Частичное вмержание донных и пляжевых отложений в толщу припая приводит при его подвижках к переносу частиц иногда на значительные расстояния, в том числе и за пределы береговой зоны. Количественной оценки роли этого процесса в динамике береговой зоны не производилось.

ЛЕДЯНОЕ ПОДНОЖИЕ ПЛЯЖА — термин, иногда применяемый в литературе для обозначения нижней части пляжа, покрытой льдом. Л. п. п. возникает в начале зимы, когда наносы в зоне заплеска смерзаются. К нему может примыкать узкая полоса ледового припая. Л. п. п. — временное образование и в периоды теплой погоды исчезает. Играет защитную роль, препятствуя размыву берега.

ЛЕДЯНОЙ БЕРЕГ — берег, образованный сползающими к морю языками материкового ледника. Если лед лежит на грунте, поверхность которого находится на уровне моря или ниже, то в соответствии с номенклатурой Гидрометеослужбы (Атлас., 1974) Л. б. называют ледяной стеной (*ice wall*), а если он держится на плаву — ледяным барьером (*ice front*). Край ледника может спускаться в море полого или отвесным обрывом высотой до нескольких десятков (и даже сотен) метров. Л. б. описанного типа характерны для областей

с мощными ледниковыми покровами, например для Антарктиды, Гренландии, Земли Франца-Иосифа, отдельных участков Новой Земли.

МОРОЗНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ (frost weathering) — один из основных неволновых процессов разрушения коренных берегов полярных морей. При приливе или вследствие набегания прибойного потока и брызг происходит смачивание береговых пород; вода проникает в трещины и, замерзая, расширяет их. При этом происходит дробление породы, нарушение ее целостности. М. в. способствует формированию плоской поверхности *стрэндфлета*. На побережье с малым речным выносом М. в. — важный поставщик обломочного (в основном крупного) материала в береговую зону.

НИВАЦИОННЫЙ БЕРЕГ — абразионный берег, в разрушении которого принимают существенное участие тающие снежники у подножия клифа, усиливающие солифлюкционные процессы. Описан на Чукотском и Беринговом морях. Название применяется редко.

ПРИПАЙ (fast ice) — полоса неподвижного льда, временно скрепленная (смерзшаяся) с берегом и подводным береговым склоном. Ширина П. в арктических морях может достигать сотен километров. Он предохраняет берег от воздействия волн.

СОЛИФЛЮКЦИОННЫЙ БЕРЕГ — абрадируемый морем берег, сложенный мерзлыми глинистыми отложениями, подвергающимися оттаиванию и солифлюкции, т. е. медленному перемещению вниз по склону переувлажненного материала по поверхности еще не протаявшего основания. С. б. типичен для побережий арктических морей. Для него характерны натечные формы, оплывины, грязевые потоки, неглубокие оползни. Развитие С. б. зависит от степени льдистости пород и от отношения склонового процесса и волнового воздействия (Ионин и др., 1961; Каплин, 1973). При равновесии склонового и волнового процессов скорость размыва становится очень высокой: так, С. б. Чукотского моря у м. Барроу отступает со скоростью 2 м в год; берега моря Лаптевых — со скоростью 12—15 м в год. Такой берег может быть назван *абразионно-солифлюкционным* (Ионин и др., 1961).

СТАМУХА (grounded ice, grounded hummock) — ледяное торосистое образование, осевшее на мелководье близ берега. Может существовать несколько лет. Защи-

щает от волн участок берега за ним, где в волновой тени возможно образование временных аккумулятивных береговых форм, которые уничтожаются волнением после таяния С. Местами С., вытянувшись цепью, могут блокировать значительный отрезок берега. В Чукотском море, например, крупные С. садятся на дно на глубинах 10—15 м в 3—4 км от берега (Каплин, 1973).

СТРЭНДФЛЕТ (strandflat) — плоская скалистая поверхность перед клифом, иногда образующая несколько разноуровневных ступеней, часто усеянная многочисленными абразионными скалами — останцами. Может включать и поверхность прибрежных островков. Формируется С. близ уровня моря при совместном действии абразии и морозного выветривания, обычно в очень прочных кристаллических и метаморфических породах, слабо поддающихся волновому воздействию. В зоне частого смачивания у уреза воды морозное выветривание вызывает разрыхление и ослабление этих пород, так что волнам остается лишь удалить обломки разрушения (Nansen, 1922). Наиболее активно процесс формирования С. протекает на расчлененных берегах, где шире фронт соприкосновения морской воды с породами суши. Этому процессу способствует и большая высота приливов, которая значительно увеличивает зону смачивания береговых пород и действия морозного выветривания (Зенкович, 1962а; Леонтьев, 1955). Широкого развития С. достигает на берегах Скандинавии, Лабрадора, Шпицбергена, Британской Колумбии. Вдоль западного и северо-восточного побережья Норвегии местами достигает ширины 60 км и располагается несколько выше современного уровня моря вследствие недавнего изостатического поднятия (Словарь..., 1976).

ТЕРМОКАРСТ — образование просядочных и провальных форм берегового мезорельефа (воронки, блюдца, западины), а также подземных пустот вследствие глубокого локального протаивания многолетнемерзлых толщ и залежей подземного льда. Термокарстовые формы поверхности клифа и прилегающей к нему части побережья способствуют ускорению процесса термоабразии.

ТЕРМОТЕРРАСА (thermal terrace) — террасовидная площадка в верхней части клифа, сложенного ископаемым льдом или многолетнемерзлыми рыхлыми породами (см. абразия термическая). Формируется по ме-

ре отступления бровки клифа под термическим воздействием воздуха и солнечной радиации. Отступление бровки вызывает обрушение перекрывающих лед или мерзлую породу минеральных и торфяных слоев, и этот обрушившийся материал бронирует поверхность Т., предохраняя ее от дальнейшего теплового воздействия и способствуя тем самым ее сохранению.

ТОРОШЕНИЕ (hummocking) — образование ледяных нагромождений в результате сжатия ледяных полей под воздействием ветра или течений. При этом возникают **торосы** (беспорядочные нагромождения льда) и **ропаки** (отдельные крупные вертикальные или наклонно стоящие льдины). Береговые торосы могут способствовать разрушению подножия клифа и сдвигать пляжевые наносы на десятки метров от моря. Они образуются в Черном, Азовском, Балтийском морях, повсеместны на берегах полярных морей.

ФОРМЫ ЛЕДОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ — эфемерные аккумулятивные и эрозионные формы на пляже и подводном береговом склоне, особенно характерные для берегов полярных морей. У отмелых берегов на глубинах менее 5—6 м эти формы в безледный период быстро уничтожаются волнами, а на несколько больших глубинах они могут сохраняться в течение ряда лет до разрушения волнением соответствующей силы (Ниппе, Schalk, 1976). Среди Ф. л. п. наиболее обычны **псевдалы**, формирующиеся на пляже в результате сгребавшего действия ледяных глыб. Они имеют высоту до 2—4 м и отличаются от *береговых валов* неправильной формой, несортированностью и смешанным составом слагающего их материала. Сходные формы, но несколько меньшего размера образуются на пляже и подводном береговом склоне вследствие таяния льда и оседания вмерзшего в него пляжевого материала. Свообразные Ф. л. п. — **ледовые гряды** формируются под водой вдоль кромки припая, о которую разбиваются волны.

К эрозионным Ф. л. п. относятся **ледовые борозды**, которые образуются на мелководье мощными ледяными блоками, задевающими за дно при их движении под воздействием ветра. Система таких беспорядочно пересекающихся борозд четко прослеживается по аэрофотоснимкам, например, на мелководье Северного Каспия. Характерная их черта — отсутствие закономерной ориентировки относительно берега. Глубина борозд не

превышает метра, а длина достигает нескольких километров (Кошечкин, 1958). Более мелкие эрозионные Ф. л. п. — ледовые ложбины, впадины, котловины — образуются на пляже и подводном склоне путем выпахивания льдом при напоре его на берег во время *торошения*. Длина их обычно не превышает нескольких метров. Отрицательные формы рельефа на пляже (воронки неправильной формы) могут возникать также после вытаивания захороненных под пляжевыми накоплениями линз льда или снега и последующего оседания этих участков.

Гравитационные

ВАЛ ВЫПИРАНИЯ — валоподобное образование в верхней части подводного берегового склона, формирующееся либо при смятии фронтальной части оползневого тела в процессе напора его на подводный склон, либо при выдавливании илистого грунта лагуны под тяжестью наступающей на нее дюны. В последнем случае В. в. представляют собой своего рода складки выдавливания пластичного грунта при увеличении нагрузки. В. в. в оползневых телах образуются иногда последовательно в несколько рядов (в процессе подвижек оползня), причем отдельные из них могут быть подняты над водой в виде временного барьера, быстро разрушаемого волнами. Хорошо исследованы В. в. в районе Одессы (Аксентьев, 1959), между Новороссийском и Анапой (Болдырев, 1957), на западном берегу Сахалина.

ГРАВИТАЦИОННЫЙ БЕРЕГ — берег, подверженный воздействию субаэральных гравитационных процессов, вызывающих перемещение массы рыхлых наносов вниз по береговому откосу. Типичным Г. б. является *обвальный берег*, в развитии которого основную роль играет обрушение глыб и блоков породы к подножию клифа. Обрушившаяся масса временно предохраняет клиф от воздействия волн, в результате чего разрушение и отступление такого берега имеют периодический характер. Разновидностью гравитационного является и *осыпный берег*, формирующийся в рыхлых породах. Такие берега особенно характерны для начальных стадий заполнения водохранилищ, когда происходит активный размыв их берегов. К Г. б. относятся также *оползневые берега*, которые развиваются при чередовании в береговом откосе

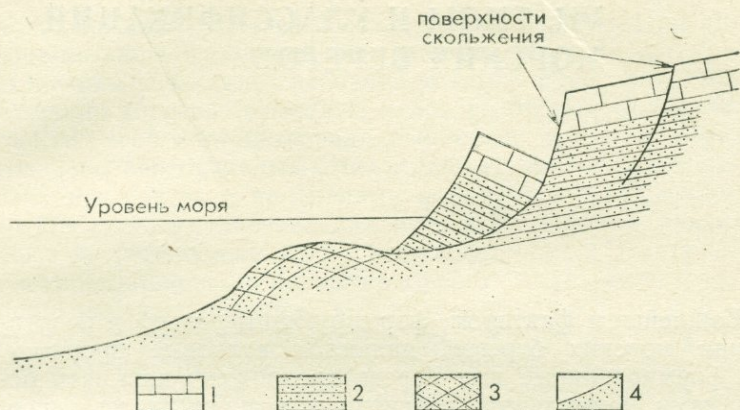


Рис. 35. Схематический профиль оползневого берега, по О. К. Леонтьеву и др. (1975):

1 — твердые породы; 2 — рыхлые породы; 3 — остаточное тело подводного оползня, размываемое волнами; 4 — наносы

слоев водоупорных и водопроницаемых пород, падающих в сторону моря (рис. 35). Размывание подножия клифа активизирует процесс оползания верхних пачек пород, вызывая быстрое разрушение и отступление берега. При значительном скоплении у уреза воды оползших масс активное воздействие моря на береговой откос затихает. Оползневые явления широко развиты на берегах Черного моря, например в районах Одессы и Сочи. Грандиозные оползни известны на южном побережье Мангышлака и на берегах Кара-Богаз-Гола в Каспийском море (Леонтьев, 1961). Оползневые тела достигали здесь в прошлом длины нескольких километров.

VII. ТИПЫ И КЛАССИФИКАЦИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Важнейшим фактором, формирующим рельеф и очертания морских берегов, являются волновые процессы. Сформированные ими берега предложено называть берегами нормального развития в отличие от их типов, сформированных при участии неволновых процессов. Эволюция берегов нормального развития сопровождается изменениями уклонов дна в прибрежье, что, в частности, зависит от запасов и поступления наносного материала.

За голоценовый период и в настоящее время развитие берегов происходило при постоянном, хотя и замедлившемся, повышении уровня моря. Большое значение в развитии берегов имели первичные уклоны и рельеф затапливаемой суши. В ходе фландрской трансгрессии на интенсивно расчлененных участках возникли берега *ингрессионные*.

Исходной стадией в общей схеме последующей эволюции являются берега, не измененные морем. В результате ингрессии моря сформировались три исходных типа эволюции бухтовых берегов: А. Берега *приглубые* на всем протяжении, т. е. у выступов (мысов) и в бухтах; Б. Берега *приглубые* у мысов и отмелье в бухтах и В. Берега *отмелье* на всем протяжении.

По мере развития берега типа А могут трансформироваться в берега типа Б. В случае же нехватки наносного материала, они могут превратиться в выровненные абразионные. Берега типа Б преобразуются в выровненные сложные, а берега типа В — в выровненные аккумулятивные.

Значительное влияние на развитие береговой зоны оказывает геологическое строение прилегающей суши и относительные вертикальные движения. Геологическая структура обусловила возникновение поперечных, про-

дольных, диагональных и нейтральных берегов. При ингрессии моря в области с неоднородным геологическим строением возникли первично-ровные, сбросовые, лопастные, сбросово-глыбовые и другие берега. Селективная абразия способствовала выработке зубчатых берегов. При вертикальных относительных движениях образовались берега с признаками поднятия и погружения.

По генезису расчленения исходного контура различают ингрессионные берега нескольких типов. Наиболее распространенными являются берега с эрозионно-флювиальным расчленением, которые включают *риасовый* и *лиманый* типы. При гляциальном расчленении края суши формируются *фьордовые*, *фьардовые* и *шхерные* берега. Для областей с эоловым расчленением рельефа характерен берег *аральского* типа. Следует отметить также редко встречающийся вулканический тип расчленения берега.

В зависимости от рельефа затапливаемой суши и развития абразионно-аккумулятивного процесса возникают *первично-расчлененные* и *вторично-расчлененные* берега, а также *бухтовые* берега различных типов (*отмельные* и *приглубые*, *закрытые* и *открытые* и т. д.). В ряде случаев берега формируются под одновременным воздействием как волновых факторов, так и субэаральных процессов. К таким типам относятся дельтовые берега, обвально-осыпные, солифлюкционные и т. д.

Далее даются описания наиболее распространенных типов и классификаций берегов, а также некоторых сочетаний элементов динамики береговой зоны.

АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ СИСТЕМЫ — сочетание абразионных и аккумулятивных образований, которые формируют единую, взаимодействующую систему, состоящую из участков аккумуляции и участков размыва берега (рис. 36а); последние являются источником питания наносами аккумулятивных форм. Отступление абразионного берега, входящего в такую систему, влечет за собой смещение в сторону суши внешнего контура связанных с ним аккумулятивных форм. Выдвигание внешнего края аккумулятивной формы приводит к отмиранию абразионного участка, прилегающего к ней и к общему развороту внешнего контура А.-а. с. (рис. 36б). Главным механизмом функционирования системы являются миграции наносов от участка к участку, которым регулируется общее развитие берега,

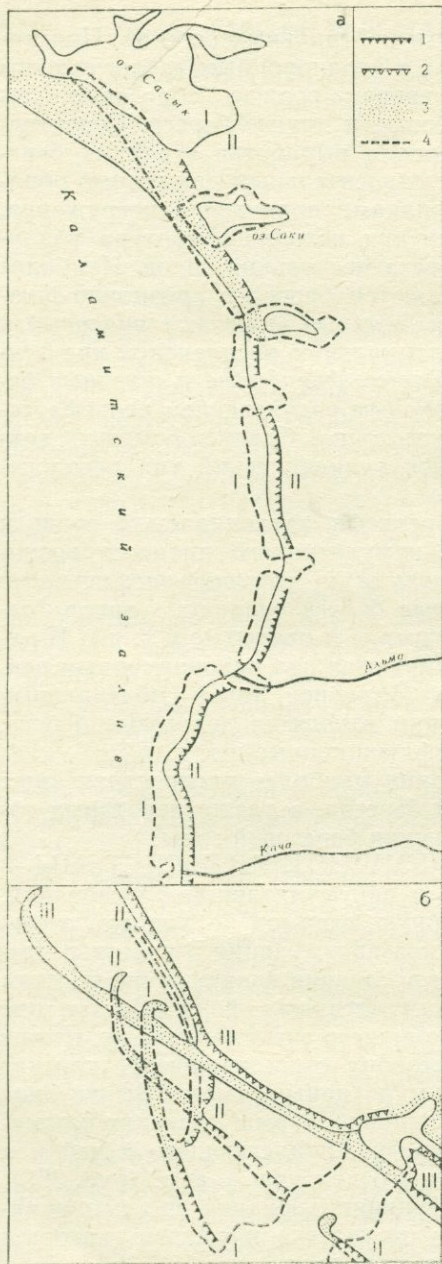


Рис. 36. Абразионно-аккумулятивные системы (А.-а. с.), по О. К. Леонтьеву и др. (1975):

а — А.-а. с. на западном берегу Крыма, б — поворот А.-а. с. в ходе развития; 1 — клиф, 2 — отмерший клиф, 3 — аккумулятивные формы, 4 — исходное положение береговой линии; римские цифры — последовательные стадии развития А.-а. с.

АБРАЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ БЕРЕГ обычно сложен плотными осадочными или массивными кристаллическими породами и в очень малой степени затронут абразионными процессами. В зоне современного волнового воздействия отмечается развитие слабо выраженных волноприбойных ниш, сглаженных волнением; нагромождения глыб, валунов и т. д. На А.-д. б. развиты формы денудационного рельефа. Главные из них — желоба осыпания и обвальные накопления, возникающие в результате физического выветривания. Следы воздействия субаэральных факторов отмечаются не только в надводной, но и в подводной части (например, осыпи, обвалы). Аккумулятивные процессы на берегах подобного типа развиты весьма слабо.

АБРАЗИОННЫЙ БЕРЕГ — отступающий берег, в пределах которого развиты главным образом абразионные формы рельефа, созданные при данном среднем уровне моря. На А. б. внутренняя граница береговой зоны проходит по верхней кромке клифа (берегового обрыва); внешней границей А. б. служит урез воды на современном бенче или внешний край пляжа.

АРАЛЬСКОГО ТИПА БЕРЕГ имеет мелкобухтовый характер, связанный с эоловым расчленением прилегающей низменной суши. А. т. б. образуется в результате ингрессии моря в понижения эолового рельефа — в межрядовые ложбины, котловины выдувания и т. д. Выступающие над уровнем моря песчаные гряды и барханы образуют лабиринт островов, полуостровов, мелководных заливов и проливов. Распространение этого типа ограничено, так как при быстром преобразовании волнами песчаного первичного рельефа берег теряет черты исходного расчленения. Впервые А. т. б. описан Л. С. Бергом (1908) на Аральском море (рис. 34г). Развита также на оз. Балхаш и в юго-восточной части Каспийского моря.

БУХТОВЫЙ БЕРЕГ характеризуется извилистой береговой линией, оконтуривающей бухты и мысы (выступы) различных размеров и очертаний. Чаще всего бухтовый берег образуется в результате затопления морем края суши и подтопления депрессий рельефа, созданных субаэральными процессами. Берега с длинными узкими бухтами называются *ингрессионными*. В динамическом отношении для определения Б. б. независимо от происхождения его заливов и мысов предложен определен-

ный критерий различных глубин и уклонов прибрежного дна (Зенкович, 1946, 1962). Вдоль Б. б. не возникает единого вдольберегового потока наносов, а образуются короткие, незначительные по мощности потоки, направленные к вершинам бухт. Вдоль выступов берега обычно происходят противоположные по направлению миграции наносов.

БУХТОВЫЙ ЗАКРЫТЫЙ БЕРЕГ характеризуется тем, что волны с моря или не достигают вершин бухт, или доходят туда в ослабленном виде. Это имеет место вследствие очень большой длины бухт, изогнутости их акваторий, а также иногда в результате расположения многочисленных островов перед устьями бухт. Отношение глубины вреза бухт Б. з. б. к расстоянию между входными мысами намного превышает единицу. Внешняя зона Б. з. б. эволюционирует под воздействием волн открытого моря. В вершинах заливов они ослаблены и могут действовать только небольшие местные волны. Абразионно-аккумулятивные процессы в вершинах бухт выражены слабо. Значительную роль в эволюции береговых надводных склонов играют субаэральные процессы. Наиболее яркие примеры Б. з. б. можно встретить на западе Белого моря, а также на фьордовых участках Мурманского побережья.

БУХТОВЫЙ ОТКРЫТЫЙ БЕРЕГ характеризуется тем, что волны проникают с моря до вершин бухт и способны производить там работу по разрушению берегов и аккумуляции наносов. Принято считать открытыми такие берега и бухты, где отношение вреза бухт к расстоянию между мысами незначительно превышает единицу. Немногочисленные аккумулятивные формы, созданные волнениями преобладающего направления, на Б. о. б. обычно согласованы друг с другом как по местоположению, так и по направлению роста. Они закономерно сочетаются с абразионными участками. Общность динамики такого берега не нарушается отдельными островами, которые иногда располагаются на продолжении мысов или внутри заливов. Хорошим примером Б. о. б. может служить материковый берег Японского моря севернее мыса Поворотного. На многих протяжениях Б. о. б. вообще не попадают ни в одну геоморфологическую классификацию, так как незначительные понижения затопленной морем местности не имеют каких-либо ярких индивидуальных отличий и не всегда можно разобрать-

ся, какой именно фактор привел к возникновению данного типа сравнительно мягких очертаний береговой линии (Зенкович, 1962).

БУХТОВЫЙ ОТМЕЛЫЙ БЕРЕГ. Эволюция этого типа может быть различна в зависимости от степени его первичного расчленения, уклонов и строения дна. При затоплении плоской суши с мягким рельефом абразии вообще не происходит. В том случае, если дно весьма отмело и сложено наносами, в прибрежной части активизируются процессы аккумуляции, что приводит к формированию берегового бара. Если дно менее отмело или сложено твердой породой, дающей при разрушении мало обломочного материала, то аккумуляция наносов происходит вблизи уреза, наращивая берег даже у выступающих участков.

По мере продвижения аккумулятивных тел в устья бухт мысы (выступы) обнажаются. Несмотря на первоначально отмелый подводный склон, они начинают абрадироваться. Дальнейшее выравнивание берега в этом случае происходит за счет срезания морем мысов (выступов). Дальнейшее развитие подчиняется закономерностям, описанным для берегов, приглубых у мысов и отмелых в бухтах.

Если уклоны у дна Б. о. б. относительно круты, то его развитие сопровождается образованием надводной террасы, примыкающей к суше. В зависимости от степени вреза бухт, уклонов дна и состава наносов терраса может протягиваться вдоль всего контура берега или же ее участки образуются в бухтах при одновременной абразии мысов. Характерными особенностями Б. о. б., таким образом, являются: 1) одновременная аккумуляция по всему контуру; 2) образование только отчлененных (*баров*) или замыкающих (*пересыпей*) аккумулятивных форм; 3) несоответствие объема аккумулятивных форм малому протяжению размывающихся участков коренного берега.

БУХТОВЫЙ ПРИГЛУБЫЙ БЕРЕГ развивается в условиях незначительных различий в исходных уклонах затапливаемой суши у мысов и в бухтах (Зенкович, 1946, 1962). На первых этапах эволюции одновременно, но с различной скоростью абрадируется весь Б. п. б. (мысы быстрее, бухты слабее). По мере накопления обломочного материала в вершинах бухт формируется аккумулятивная часть профиля подводного склона, а у

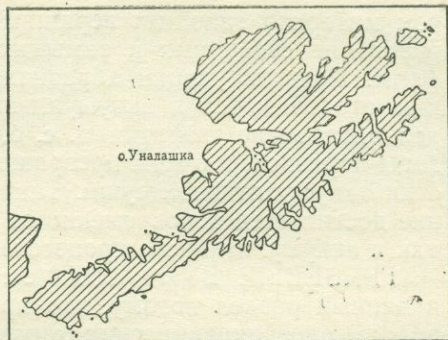
внешнего берега начинается продольное береговое перемещение или миграции наносов. Наносы перемещаются от мысов в бухты. Благодаря этому отступление мысов происходит быстрее, чем размыв бухт, — начинается выравнивание берега. Постепенно у мысов вырабатывается абразионный профиль равновесия, а в бухтах — аккумулятивный. Возникают примкнувшие, свободные или замыкающие аккумулятивные формы. Протяжение берега теперь четко разделяется на три динамически различных элемента: участки абразии, участки аккумуляции и участки транспорта наносов. Такой берег близок к типу, в котором в начальной стадии дно у мысов было приглубым, а в вершинах бухт отмелым.

ВТОРИЧНО-РАСЧЛЕНЕННЫЙ БЕРЕГ возникает при эволюции приглубых первично-ровных берегов. Одним из факторов расчленения является селективная абразия пород неодинаковой прочности. В.-р. б. возникают также на тех участках, где высокие обрывы чередуются с понижениями, сложенными породами такого же состава. Образованию В.-р. б. благоприятствует также размыв толщ рыхлого материала с неоднородной примесью валунов или глыб твердых пород (морена). Накапливаясь вблизи уреза, твердый материал защищает локальные участки от абразии и обуславливает неравномерное отступление берега. Вторично-изрезанный контур береговой линии может быть создан также при активном развитии оползней, выдвигающихся в море. К В.-р. б. можно отнести участки с «обращенной» (обновленной) береговой линией. При мелком масштабе вторичного расчленения могут возникнуть *зубчатые* берега.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ТИП расчленения берега (рис. 37) имеет характерные черты, связанные с застывающими потоками лавы, образующими мысы, и наличием округленных заливов на месте потопленных вулканических кальдер и кратеров. Встречается редко.

ВЫРОВНЕННЫЙ БЕРЕГ обычно сложен породами малой устойчивости к абразии. В зависимости от характера первичного расчленения В. б. могут быть *абразионными, абразионно-аккумулятивными (сложными) или аккумулятивными*. Аккумулятивные участки образуют плавные дуги или вытянуты по прямой линии на десятки и сотни километров. Столь же ровными становятся берега, сложенные легкоабрадируемыми породами. Бере-

Рис. 37. Расчлененный берег вулканического острова Уналашка Алеутской гряды, по В. П. Зенковичу (1962)



га, сложенные плотными коренными породами, даже в стадии предельного выравнивания могут сохранить слегка извилистый контур с открытыми бухтами и мысами.

ВЫРОВНЕННЫЙ АБРАЗИОННЫЙ БЕРЕГ образуется в ходе эволюции *бухтового приглубого берега* на всем протяжении в том случае, если из рек и при абразии поступает мало наносного материала достаточной крупности. Мысы бухтового берега срезаются абразией быстрее, чем мелеют вершины бухт, поэтому край выдвинутых участков вытягивается в одну линию с медленно отступающими вершинами бухт. В результате контур В. а. б. отступает за пределы вершин бывших бухт начальной стадии развития.

ВЫРОВНЕННЫЙ АККУМУЛЯТИВНЫЙ БЕРЕГ — конечная стадия развития неровного отмелого берега. Образуется при затоплении аккумулятивной прибрежной равнины с большими запасами обломочного материала на дне. При малых уклонах прибрежного дна волны не в состоянии размывать берег и их энергия расходуется на перемещение наносов со дна к низменному берегу или на построение *островного (берегового) бара*. Образование бара и причленение его к выступам берега обуславливает выравнивание внешнего контура, хотя изрезанность внутренних берегов может сохраняться достаточно длительное время.

ВЫРОВНЕННЫЙ СЛОЖНЫЙ БЕРЕГ (аккумулятивно-абразионный) — завершающая стадия развития берега, приглубого у мысов и отмелого в бухтах. При абразии мысов все большее количество материала поступает в бухты и по мере увеличения мощности потоков наносов насыщение их может достигаться прежде,

чем материал заполнит вершины бухт. Это вызовет образование свободных и замыкающих аккумулятивных форм. При отступании абразионных участков вместе с ним отодвигаются и аккумулятивные формы. На определенном этапе развития В. с. б. мысы могут быть срезаны абразией, а бухты превращены в лиманы или в участки аккумулятивной суши. Таким образом, выравнивание достигается одновременно за счет как абразионного, так и аккумулятивного процессов.

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ (островные) включены в данный раздел потому, что при их быстром размыве волнами возникают весьма характерные, очень длинные *косы-стрелки* на подветренной стороне, а на наветренной — *бенчи*, сложенные из обломков коренных пород, включенных в «сопочную брекчию» (*щебенчатый бенч*). Такие острова-вулканы развиты в пределах Бакинского архипелага (Каспий) (Буданов, 1955).

ДАЛМАТИНСКИЙ БЕРЕГ образован в результате ингрессии моря в понижении рельефа горных складчатых стран, где простираются основных тектонических структур ориентировано параллельно или субпараллельно общему направлению берега. Наиболее характерным примером является югославское побережье Адриатического моря — Далмация, откуда данный тип расчленения и получил свое название. Затопленными оказались не только синклинальные долины, но и денудационные понижения, выработанные в сводах положительных структур. Острова и полуострова связаны не только с антиклиналями, но и с моноклинальными гребнями и синклинальными плато. В связи с этим далматинский тип расчленения берегов следует рассматривать как результат подтопления морем денудационно-тектонического рельефа. В СССР Д. б. развит на юго-западе Новой Земли.

ДИАГОНАЛЬНЫЙ БЕРЕГ определяется простиранием тектонических структур под острым углом (в типичном случае) к общему направлению береговой линии. Термин предложен Рихтгофеном. Д. б. отличается частой сменой пород вдоль берега и, следовательно, разнообразием состава наносов. К Д. б. относится, например, западное побережье Англии, где основные структуры подходят к морю под острым углом, благодаря чему возникают полуострова и асимметричные заливы, косо ориентированные к общему направлению берега.

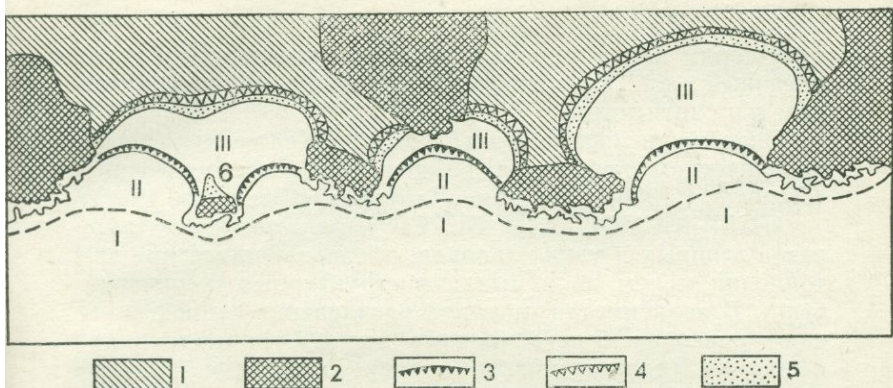


Рис. 38. Схема развития зубчатого берега, по В. П. Зенковичу (1962):

I, II, III — последовательные фазы развития; *1* — рыхлые породы, *2* — прочные породы, *3* — клиф, *4* — отмерший клиф, *5* — пляжи, *6* — отчлененный мыс

ДРУМЛИННЫЙ БЕРЕГ представляет собой довольно редкий тип и развит на некоторых плоских пространствах отступления ледника. Наиболее типичен вблизи Бостона (США). Друмлинные острова легко разрушаются морем и образуют характерные косы и стрелки. Первые развиваются по обе стороны абрадируемого фасада острова, а стрелки — на их тыловой стороне (Niskols, 1948).

ЗУБЧАТЫЙ БЕРЕГ характеризуется чередованием мелких бухт и мысов, выработанных в результате селективной абразии на ранних стадиях развития приглубого бухтового берега. Для образования З. б. необходима частая смена пород различной степени устойчивости (рис. 38). В ходе эволюции расчлененность З. б. может сгладиться за счет срезания или отчленения мысов (рис. 38, 6). З. б. широко распространены на морях Дальнего Востока.

ИЛИСТЫЙ БЕРЕГ образуется на участках поступления к морю очень большого количества илистого аллювия. Надводная часть И. б. образует низкую террасу обычно без фиксированной береговой линии. Подводный склон исключительно отлог (менее 0,001) и имеет ширину в несколько километров. Пляж отсутствует, а миграции уреза воды фиксированы небольшими насыпками

плавника. Известные примеры И. б. относятся к приливным морям или к участкам со стоно-нагонами. На И. б. активный слой, взмучиваемый при волнении, составляет десятки сантиметров.

Описаны в заливе Бохай-Вань (Желтое море), на океаническом побережье Гайяны, в Северном Каспии (Леонтьев, 1956) и на море Лаптевых (Скворцов, 1930).

ИНГРЕССИОННЫЙ БЕРЕГ характеризуется группами длинных и узких заливов, образовавшихся при затоплении морем долинных или структурных понижений суши. В зависимости от типов расчленения суши различают рiasовые берега (речные долины горных стран), лиманные (долины низких плато), фьордовые и фьардовые (в областях четвертичного оледенения) и некоторые другие.

КЛАССИФИКАЦИИ БЕРЕГОВ. Предложены К. б.: 1) морфологическая (Рихтгофен, 1901); 2) структурная (Richthofen, 1901); 3) динамическая (Зенкович, 1954); 4) эволюционная (Johnson 1919); 5) генетическая и др. В основу К. б. положены разнообразные принципы: а) генезис рельефа побережий и колебания уровня моря (Richthofen, 1901); б) степень изменения берега морскими процессами (Шепард, 1951); в) морфология, генезис и степень изменения морскими процессами (Юнин, Каплин, Медведев, 1961); г) генетические группы (Леонтьев, 1956а, 1961); д) направление сдвига береговой линии в сторону моря или суши (Valentin, 1952); е) относительные колебания уровня моря (Johnson, 1919); ж) тектоническая стабильность или мобильность побережья (Cotton, 1954); з) направленность и интенсивность дифференцированных тектонических движений (Шарков, 1964; Геологический словарь, 1973). Критический обзор некоторых классификаций выполнен Б. Ф. Добрыниным (1937).

Рациональная К. б. должна удовлетворять следующим требованиям: 1) охватывать все типы берегов; 2) быть генетической, т. е. включать процессы и факторы, определяющие тип развития берега, показывать связи между разными типами; 3) возможно более полно отражать современную динамику берегов (Зенкович, 1954). К этому следует добавить, что в К. б. должно учитываться воздействие не только волновых, но и других берегообразующих факторов, а также возможности картографического изображения (Леонтьев, 1961).

Большинству перечисленных требований отвечает К. б., предложенная А. Иониним, П. Каплиным, В. Медведевым (1961), учитывавшими стадийность береговых процессов. Начальной стадией являются берега, не измененные морем, переходящие потом в стадию ранней юности, поздней юности, зрелости и старости (Davis, 1912). Недостатком этой К. б. является выделение на том же таксономическом уровне берегов *потамогенных (дельтовых), ваттовых, биогенных (коралловых, мангровых)*, так как строение их и динамика в конечном счете также зависят от волнового фактора и его производных — прибойного потока и волновых течений. При разработке единой К. б. в основу должен быть положен учет характера и интенсивности воздействия волновых факторов и стадийность их развития.

КЛАССИФИКАЦИЯ БЕРЕГОВ ДИНАМИЧЕСКАЯ, предложенная В. П. Зенковичем (1954), охватывает берега, формирующиеся только волновыми и отчасти устьевыми процессами. В классификации показаны общие закономерности развития, которым подчинены все геоморфологические типы берегов, а также генетические связи между этими типами. В качестве исходных типов эволюции берегов взяты: а) ровный приглубый берег; б) ровный отмелый берег, ориентированный по нормали к равнодействующей гидродинамического режима; в) ровный отмелый берег, с направлением которого равнодействующая образует косой угол; г) бухтовый ингрессионный берег; д) ровные и бухтовые берега, характеризующиеся поступлением с суши больших масс аллювия.

КЛАССИФИКАЦИЯ БЕРЕГОВ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ впервые предложена Ф. Рихтгофеном (1901) и основывается на характере их профиля. Выделяются: 1) крутые берега с обрывами; 2) берега с плоским «шtrandом» и лежащим за ним клифом, которого достигают волны штормов и приливы; 3) берега с широкой береговой равниной, располагающейся между береговой линией и отмершим береговым обрывом, лежащим за пределами досягаемости волн, и 4) низменные берега.

Классификация Ф. Рихтгофена далеко не полна, так как не отражает морфологического разнообразия берегов. Даже в детализированном виде подобная классификация будет по существу топографической и не может

быть использована для анализа происхождения берега и его динамики.

ЛИМАННЫЙ БЕРЕГ. Лиманами называют ингрессионные бухты в северо-западной части Черного моря, представляющие собой затопленные морем низовья речных долин. Большинство лиманов отгорожено от моря пересыпями или косами. Их происхождение было описано Н. Соколовым еще в 1895 г., после чего термин Л. б. получил международное применение. По ряду морфологических черт лиманы сходны с риасами. Некоторые из них имеют характер крупных эстуариев. В целом Л. б. обычно выровненные (см. рис. 37).

Очертания большинства лиманов сложны, так как устья речных притоков образовали в них вторичные бухты. Л. б. развиты в областях плоских плато, сложенных породами средней и малой прочности. Их берега поэтому подвержены размыву, и вдоль них возникают аккумулятивные береговые формы различных типов (Воскобойников, 1969).

Одним из крупнейших лиманов является Енисейский залив. Иногда название «лиман» применяется произвольно (например, Амурский лиман).

ЛОПАСТНОЙ СБРОСОВО-ГЛЫБОВЫЙ БЕРЕГ имеет крупнорасчлененный контур с выступами и бухтами неправильных, иногда угловатых очертаний. Л. с.-г. б. образуется там, где море ингрессировало в депрессии, появившиеся в результате древних дифференцированных тектонических движений. В таких районах опущенные участки оконтуриваются сбросами и разделяются поднятыми массивами, образующими острова или полуострова обычно угловатой конфигурации. Типичным примером описываемого типа берега служат северные берега Охотского и Аральского морей, полуостровов Пелопоннес и Халкидон в Греции, западные берега Малой Азии.

МЫС КРЫЛАТЫЙ (Windged foreland) — совокупность размываемого коренного мыса и двух кос, вырастающих за счет переноса продуктов разрушения в обе стороны от него. Примеры часты на друмлинных берегах. В отечественной литературе термин распространения не получил.

НЕ ИЗМЕНЕННЫЙ МОРЕМ БЕРЕГ обычно сложен породами большой устойчивости. Для него характер-

ны четкие следы воздействия субаэральных процессов при отсутствии форм абразионной обработки. Аккумулятивные процессы, если они не связаны с поступлением наносов со смежных участков, развиты слабо. Тип берегов выделен при составлении Морского атласа (1952) и имеет широкое распространение. Примеры таких берегов описаны на севере США, в Канаде, на Белом море, в Крыму, на Чукотке и т. д. Распространение данного типа берега обусловлено исключительной прочностью слагающих пород. Благоприятна также большая глубина исходного расчленения берега.

НЕЙТРАЛЬНЫЙ БЕРЕГ свойствен странам с горизонтальным залеганием пород (столовые структуры). Термин предложен Рихтгофеном. Характеризуется такой берег однородностью литологического состава горных пород и незначительным расчленением береговой линии.

НЕРОВНЫЙ БЕРЕГ имеет мягкие очертания. Отличие от бухтовых берегов заключается в различной динамике берегов. Н. б. характеризуется формированием единой поверхности подводного склона, по которому происходит перемещение преобладающей массы наносов. В этом отношении Н. б. не отличается существенно от ровного. Вдоль него свободно перемещаются значительные объемы рыхлого материала; у мысов редко образуются временные косы или иные аккумулятивные формы, и лишь в вогнутостях заметно расширяется пляжевая полоса. Примеры подобных берегов описаны между Геленджиком и Туапсе (Черное море) (Зенкович, 1958б).

ОБРАЩЕННЫЙ (ОБНОВЛЕННЫЙ) БЕРЕГ — особый тип расчленения береговой линии, которая в англо-американской литературе получила наименование обращенной (Contraposed shoreline). На русском языке предложен термин *обновленная береговая линия* (Зенкович, 1962), чтобы не смешать это понятие с *омоложенным* бухтовым берегом. Описываемый тип берега обычно слагается прочными горными породами, которые при изменении физико-географических условий оказались погребенными под покровом рыхлых отложений. В ходе абразии береговая линия остается ровной до тех пор, пока не будет вскрыт древний цоколь и на поверхности вновь не появятся мысы, сложенные прочной **коренной породой**,

ОБРЫВ БЕРЕГОВОЙ в отличие от клифа не имеет перед своим подножием ни бенча, ни других форм или признаков абразии. Основание О. б. опускается на значительные глубины (иногда в десятки метров), где граничит с полем отложений подводного берегового склона или более глубокой части шельфа. О. б. образованы только на участках очень прочных пород. Высота их может превышать 500 м (район мыса Айя в Крыму). О. б. или оконтуривает выступающие мысы (Ай-Тодор в Крыму), или тянется на десятки и сотни километров (Мурман). Разрушение О. б. происходит только под действием атмосферных агентов.

ТИПЫ ИСХОДНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ БЕРЕГОВ возникли в ходе послеледниковой ингрессии Мирового океана и морей в пределы прибрежных участков суши, отличавшихся различной степенью и характером расчленения рельефа и неодинаковым геологическим строением.

По типу И. р. б. различаются области с 1) эрозионно-флювиальным рельефом; 2) гляциальным; 3) золовым; 4) рельефом, обусловленным геологической структурой; 5) вулканогенным.

ПЕРВИЧНО-РОВНЫЙ БЕРЕГ довольно редок и может возникнуть в трех случаях: 1) при подтоплении поверхности вертикального или наклонного сброса, происшедшего по прямолинейному разлому; 2) при подтоплении крыла антиклинальной структуры, сложенной однородными породами и имеющей простирание, параллельное общему направлению берега; 3) при затоплении края не расчлененной прибрежной равнины.

Первично-сбросовыми являются, например, северный берег Кольского п-ва на значительном протяжении, отдельные участки берегов Приморья, некоторые отрезки берегов Байкала, Красного моря и Калифорнийского залива, обремененные своими очертаниями системам разломов. Однако речь может идти именно об отдельных участках, так как береговая линия расчленяется как продольными, так и поперечными разломами. В результате селективной абразии берега происходит вторичное расчленение.

ПЕРВИЧНО-РАСЧЛЕНЕННЫЙ БЕРЕГ возникает при ингрессии моря в пределы резко расчлененных субаэральными процессами участков суши. В зависимости от первичных уклонов затапливаемой суши развитие

возникшего ингрессионного бухтового берега может протекать по типу приглубых бухтовых берегов или берегов приглубых у мысов и отмелей в вершинах бухт. В том случае, если первичный бухтовый берег сложен породами различного состава и прочности, его контур сохраняет значительные неровности в результате процессов селективной абразии.

ПОПЕРЕЧНЫЙ ТИП БЕРЕГА определяется перпендикулярным (или близким к нему) простиранием тектонических структур. Термин предложен Рихтгофеном. П. б. отличается частой сменой состава пород, с чем связана его значительная изрезанность. Примером П. б. может служить Западная Бретань, где общее направление берега сечет под прямым углом тектонические структуры.

ПОГРУЖЕНИЯ БЕРЕГ формируется при относительном повышении уровня моря. На аккумулятивных участках с выработанным профилем подводного склона усиливается размыв берега в приурезовой части (эффект Брууна). Основная масса наносов оттягивается на дно, наращивая поверхность нижней зоны подводного склона. Аккумуляция у П. б. может происходить только при чрезвычайно малых уклонах прилегающего дна и больших запасах на нем рыхлого материала. При указанных условиях могут формироваться *островные*, а затем *береговые бары*. Однако в общем случае при относительном погружении аккумулятивные формы, созданные при поперечном перемещении наносов, подвергаются размыву.

Развитие аккумулятивных форм, абразионного питания тесно связано с эволюцией соответствующих абразионных участков П. б. По мере повышения уровня моря увеличивается темп абразии и соответственно возрастает количество наносов. Рост аккумулятивных форм происходит в основном в длину и одновременно с отступанием абразионного берега. Аккумулятивные формы аллювиального питания отступают, так как подтопление устьев сокращает вынос аллювия в море.

ПОДНЯТИЯ БЕРЕГ. Относительное понижение уровня моря вызывает интенсивное поступление наносов к береговой черте и нарастание пляжей. Абразия затихает. Одновременно с этим происходит смещение в сторону моря границы песчаных и илистых отложений. Аккумулятивные формы, созданные при поперечном пе-

ремещении наносов, наращиваются в ширину в результате причленения к их внешнему краю береговых валов и осушения лагун. Аккумулятивные формы, питаемые наносами со смежных абразионных участков берега, постепенно деградируют, так как происходит отмирание клифов и осушение бенчей. Для роста аккумулятивных форм, получающих аллювиальное питание, поднятие берега создает благоприятные условия, поскольку происходит понижение базиса эрозии.

ПРОДОЛЬНЫЙ БЕРЕГ характеризуется параллельным простиранием тектонических структур к общему направлению береговой линии. Термин предложен Рихтгофеном. Примеры — Черноморский берег от Анапы до Сочи, Каспийский — от Махачкалы до Апшерона.

РАСЧЛЕНЕННЫЙ БЕРЕГ (*embayed (irregular) coast*) — берег с многочисленными, близко расположенными и узкими бухтами, мысами, островами, банками и т. д. Иногда с разнообразными аккумулятивными формами. Степень расчленения может характеризоваться коэффициентом изрезанности (извилистости).

РИАСОВЫЙ БЕРЕГ (*риасы*) — тип берега с эрозионным расчленением прибрежной горной страны, возникающий в результате затопления долин. Поперечные и продольные профили долин горных стран созданы в процессе эрозии. Заливы, возникающие в результате затопления долин (*риасы*), унаследовали эти особенности рельефа, что определяет своеобразие данного типа расчленения. Р. б. характеризуются извилистыми заливами, глубины которых возрастают по направлению к устью, и крутыми, обычно подвергающимися абразии мысами — бывшими водоразделами. Риасам свойствен дендритовый тип расчленения береговой линии и постепенное расширение от вершины к устью. Примеры — Советское Приморье, юго-западное побережье Ирландии, Корея.

РОВНЫЙ БЕРЕГ является первично-образованным. В отличие от *выровненного берега* термин означает, что в данном случае не имела места эволюция сложного контура берега в простой. Обычно сложены породами большой прочности.

СБРОСОВЫЙ БЕРЕГ бывает сложен весьма прочными породами. Ограничен крутыми обрывами по тектоническим линиям; имеет ровные очертания (иногда прямоугольные) или образует резкие угловатые выступы и

бухты. Основание обрывов уходит глубоко под воду, и бенча перед ними не выработано. При наличии поперечных разломов С. б. могут быть изрезаны узкими бухтами. Типичным примером С. б. служит берег Мурманна.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ БЕРЕГА. Понятие введено Д. Дэвисом и развито Д. Джонсоном. Исходной стадией в общей схеме эволюции берегов нормального развития являются берега, *не измененные морем* (начальная стадия). *Абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные* берега уже вышли из начальной стадии и в процессе эволюции проходят стадию юности (иногда *вторично-расчлененные* берега), зрелости (*выровненные берега*) и старости (деградирующие берега).

ТАЛАССОГЕННЫЙ БЕРЕГ — термин, обозначающий берега, развивающиеся под воздействием преимущественно волновых процессов. Термин неудачен, так как берега, формируемые приливами или нагонами (т. е. неволновыми процессами), также являются талассогенными. Термин введен О. К. Леонтьевым (1955, 1961).

ТИП БЕРЕГА по аналогии с характеристикой других типов рельефа в геоморфологии определяется как сочетание современных береговых форм рельефа, обладающих сходным обликом, строением, происхождением и закономерно повторяющихся на определенном протяжении. Существующая типизация страдает существенным недостатком. В ней не принимаются во внимание особенности строения подводного склона.

ТИПЫ ПРОФИЛЕЙ береговой зоны различны у *абразионных (приглубых)* и *аккумулятивных (отмелых)* берегов. У первых наиболее отчетливо выделяются: а) береговой обрыв; б) абразионный берег, лишенный пляжа; в) то же с пляжем и наносами, закрывающими прибрежную часть бенча; г) в ходе развития донные наносы могут закрывать бенч полностью, образуя приглубый погребенный берег (Зенкович, 1945, 1962а); д) берег с аккумулятивной террасой, или выступом, материал которой в ходе нарастания берега закрыл широкую зону бенча. У берегов аккумулятивных образуются: а) аккумулятивная терраса, закрывшая часть бенча и полого наклоненную поверхность коренных пород; б) на еще более плоской поверхности поступающие со дна наносы формируют бар, отгораживающий от берега

лагуну. При несколько больших первичных уклонах исходной поверхности вместо бара может быть образована аккумулятивная терраса.

Указанные типы профиля у ровных берегов сохраняются иногда на очень больших расстояниях. Чаще, однако, вдоль берегов неровных или бухтовых они сменяют друг друга. На основании правильной интерпретации происхождения профиля можно получить надежные данные о генезисе и истории развития данного участка.

ТОЧКА ВРАЩЕНИЯ абразионно-аккумулятивной системы (*fulcrum point*) — участок смены абразионного и аккумулятивного режима. Устанавливается по периметру дуги, вдоль которой один отрезок берега отступает, а другой выдвигается в море. Дуга может быть или полностью аккумулятивной (выпуклый внешний край косы) или абразионно-аккумулятивной. По мере развития берега Т. в. смещается в направлении наибольшего размыва (см. рис. 36). Когда последний затихнет, вращение системы прекращается. Впервые это явление описано для мыса Код (США) В. Дэвисом (1896). В СССР это явление отмечено в Западном Крыму (Зенкович, 1948) и в других местах. Определив точку вращения системы, можно уверенно прогнозировать развитие берега на ближайший отрезок времени.

ФЬАРДОВЫЙ БЕРЕГ (фьард). Заливы типа фьардов (*fjard*, швед.) имеют относительно пологие берега, меньшие, чем у фьордов, глубины (десятки метров) и менее резко выраженные особенности распределения глубин (наличие замкнутых впадин). Они бывают развиты большими группами и представляют собой результат обработки ледником первичных депрессий, развитых в невысоких плато.

Фьардовые области сложены прочными (кристаллическими или метаморфическими) породами. Перед Ф. б. обычно располагаются архипелаги шхер, несущих следы ледниковой обработки. Областями типичного развития фьардов является Балтийский берег Швеции, частично Финляндии, в СССР западный берег Белого моря к югу от вершины Кандалакшского залива.

ФЬОРДОВЫЙ БЕРЕГ — (*fjord*, норв.). Фьордами называются узкие и очень длинные (до 200 км и более) заливы с параллельными и субпараллельными берегами, с большими глубинами (Согнефьорд в Норвегии

1245 м). Ряд характерных черт морфологии Ф. свидетельствует о их сложном происхождении. Первично они представляли собой тектонические разломы, но были сильно моделированы ледниками и приобрели трогообразный облик. Встречаются большими группами на краю повышенных плато или горных сооружений, в области развития весьма устойчивых (изверженных или метаморфических) горных пород. Их крутые или даже отвесные склоны с высоты в сотни метров падают в воду, иногда на глубину того же порядка. Признаков абразии на них не имеется.

Боковые притоки Ф. открываются к основным под резкими, иногда прямыми углами. Боковые притоки соседних Ф. часто соединяются друг с другом. В отличие от рiasов, которые со своими притоками образуют древовидный (дихотомирующий) рисунок горизонтального расчленения, Ф. имеют решетчатый рисунок. На продолжении Ф. в глубь суши часто протягиваются ледниковые трог.

От открытого моря Ф. обычно отгорожены мелководным порогом. Иногда это моренное нагромождение, а в других случаях — коренные породы. В русле Ф. глубины не нарастают постепенно от вершины к устью, а образуют отдельные замкнутые впадины, значительно более глубокие, чем прилегающая морская акватория. Они особенно часто образованы в местах слияния двух ветвей Ф., как это бывает в ледниковых трогах (Gregory, 1913).

Наиболее крупными областями Ф. б. являются Норвегия, Чили, Западная Аляска, Гренландия, Шпицберген, Новая Земля. Типичные Ф. малых размеров расположены на западном Мурмане (в частности, Кольский залив).

ЦИКЛЫ ВЫРАВНИВАНИЯ БЕРЕГА могут сменяться у коренных берегов однородного строения, очертания которых первично имели крупные (порядка десятков и даже сотен километров) неровности. К концу фландрской трансгрессии каждый выступ и каждая вогнутость (открытый залив) приобрели ингрессионно-бухтовый характер, и в первом цикле выравнивания могли взаимодействовать лишь смежные элементы (бухты и мысы между ними). По мере выравнивания этих элементов начинали формироваться *вдольбереговые потоки наносов*. Они перемещали материал от крупных

выступов в пределы вогнутостей. В результате на выступах будет продолжаться абразия участков между устьями бухт, а последние будут отгорожены от моря лишь узкими пересыпями. В вогнутостях аккумулятивные формы будут расширяться и закрывать ранее абрадировавшиеся участки. Берег превратится в аккумулятивный. Локальное поступление наносов из рек может исказить процесс на том или ином участке, но общие его результаты вскрываются при вдумчивом геоморфологическом исследовании. Примеры — Анадырский залив с примыкающими к нему абразионными бухтовыми берегами Чукотки и Корякского нагорья; восточная часть Черного моря, где абразионные берега, расположенные севернее Сочи, переходят к востоку в аккумулятивные. Аналогичные процессы идут и по южному берегу моря в пределах Турции и в сторону Колхиды.

ШЕРМЫ — небольшие, ограниченные прямолинейными отрезками берегов бухты, слабо вдающиеся в материк. Очертания и положения Ш. связано со сбросовой тектоникой. Описаны на берегах Красного моря. Название применяется редко.

ШХЕРНЫЙ БЕРЕГ — разновидность берега с гляциальным расчленением пониженных участков суши. Характеризуется широким распространением многочисленных островов (шхер) и разделяющих их мелководных проливов. Генетически острова являются ледниковыми образованиями и представлены небольшими холмами округлой формы, отшлифованными ледником («бараньи лбы») и скалами из твердых пород, подвергшихся ледниковой обработке («курчавые скалы»). Классическим примером Ш. б. служит балтийское побережье Скандинавии, в СССР — западное Беломорье.

ЭВОЛЮЦИЯ БЕРЕГОВ МАЛЫХ АКВАТОРИЙ. В областях развития слабоустойчивых пород Э. б. приводит к предельному упрощению очертаний замкнутых бассейнов (круг или эллипс). Наиболее отчетливо эта тенденция выравнивания береговой линии проявляется в озерах и бухтах равнинных областей. Ветры любого направления возбуждают в них волнение сходных параметров и таким образом создают примерно одинаковые условия абразии и перемещения наносов (Зенкович, 1952, 1962 а).

ЭСТУАРИЙ (estuary) — воронкообразно расширенное устье реки, представляющее собой узкую и длинную

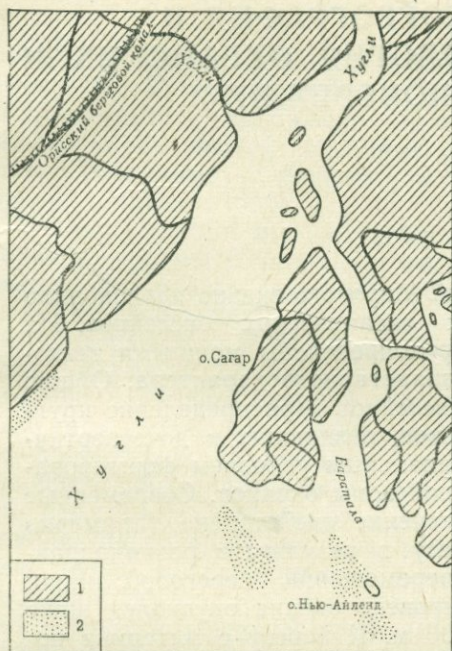


Рис. 39. Эстуарий Хули:

1 — суша; 2 — отмели

бухту (рис. 39). С гидрологической точки зрения границей Э. в сторону суши служит начало смешения речной и морской воды, с морфологической — та линия, где речное ложе занимает положение ниже среднего уровня моря. Типичные Э. развиваются только в приливных морях, в области развития рыхлых пород и у устьев рек с малым влекомым стоком. Еще одним благоприятным условием для образования Э. является предшествовавшее или современное погружение побережья. Эстуарные гидрологические условия могут наблюдаться в заливах типа риасов и лиманов. Течения, направленные из Э. в море, по скорости и длительности намного превышают приливные, так как при отливе стекает вода прилива плюс речная. Возникает сильное течение, благодаря которому дно эродируется до достижения стадии равновесия между действием факторов, вовлеченных в этот процесс. Таким образом, Э. — форма частично эрозионная. Картина течений и процесс смешивания пресных и соленых вод в Э. очень сложны, что обуславливает формирование особого типа эстуарной циркуляции.

VIII. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКЕАНСКИХ И МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

Формирование побережий Мирового океана происходило в ходе развития самих океанических бассейнов. Их очертания и строение predetermined мощными тектоническими процессами планетарного характера. Общие контуры океанических бассейнов и распределение крупных структурных элементов, возникших в дочетвертичное время, были первоначальным условием формирования рельефа и прибрежной зоны океанов. Современные побережья созданы в течение плейстоцена (примерно последнего миллиона лет) в результате разнонаправленных неоднократных перемещений береговой линии. Во время оледенений уровень океана опускался ниже современного на 100—130 м. К берегу с материка поступал обломочный материал, создавая в верхней части современного шельфа запасы наносов, которые при трансгрессиях перерабатывались в своеобразные отложения шельфа и наносы береговой зоны. В межледниковья уровень океана поднимался до современных отметок или даже несколько выше. Неоднократные миграции береговой линии наложили свой отпечаток на побережья, создав на различных гипсометрических уровнях комплексы береговых форм — береговые террасы и древние береговые линии.

На колебания уровня океана, связанные с образованием и таянием материковых ледников, накладывались изостатические движения, тектонические вертикальные движения суши и другие процессы, которые также вызвали изменения высоты береговых линий. Многообразие причин изменений относительного положения уровня океана привело к созданию определенной терминологии.

Э. Зюсс ввел в науку понятие об эвстатических колебаниях уровня океана, а также о положительных и отрицательных движениях береговых линий. А. П. Павлов предложил различать гидрократические и геократи-

ческие колебания уровня. Эти термины широко применяются в современной науке, но не точно отражают природу изменения положения береговых линий. В них иногда объединяются колебания уровня океана, совершенно различные по масштабу и зависящие от разных причин (Марков, 1960).

На океанских и морских побережьях созданы разнообразные формы рельефа. Их анализ и описание очень важны при производстве геологических и геоморфологических исследований. Они позволяют расшифровывать историю развития прибрежных территорий и обосновывать палеогеографические реконструкции. Изучение древних береговых террас и их отложений позволяет выяснить изменения палеогеографической обстановки на побережьях, определять скорость и длительность трансгрессий, характер тектонических движений в плейстоцене. Иногда встречаются комплексы террас, образующих террасовый ряд, или лестницу (серию) береговых террас. К ним относятся, в частности, террасы средиземноморского побережья Африки, от самой высокой — доплейстоценовой (200 м) до самой молодой — голоценовой, расположенной на высоте нескольких метров (см. *средиземноморские террасы*). По террасовым рядам восстанавливается палеогеография плейстоцена побережий и главным образом ход изменения уровня моря.

Палеогеографические условия плейстоцена изучаются при анализе толщ прибрежноморских отложений подводного берегового склона, аккумулятивных береговых форм и в акваториях лагун. Исследование отложений литологическими и палеонтологическими методами позволяет проводить необходимые реконструкции рельефа побережий. Методы абсолютной геохронологии позволяют определить время образования террас и отдельных горизонтов толщ прибрежных отложений.

Для формирования современной береговой зоны наибольшее значение имела фландрская (послевюрмская) трансгрессия Мирового океана. Уровень моря после этой трансгрессии (около 6 тыс. лет назад) стал близок к современному, и после этого он не менялся более чем на 10 м, т. е. оставался в пределах современной береговой зоны. Из этого следует вполне определенный вывод, что возраст современной береговой зоны — 6 тыс. лет. Ее эволюционное развитие за время голоцена вы-

является при изучении зрелых форм рельефа, созданного волновыми процессами. Особенно большой материал для палеогеографического анализа дают аккумулятивные формы, которые обычно состоят из серий береговых валов.

При палеогеографических построениях обычно используют следующие термины, понятия и определения.

БЕРЕГОВЫЕ ТЕРРАСЫ (морские) — комплексы древних береговых форм рельефа, расположенные выше и ниже современного уровня моря. Б. т. обычно выражены в виде перегибов поверхности прибрежной суши или подводного берегового склона и вытянуты вдоль современной береговой линии. Они фиксируют положение береговой зоны в прошлом, когда уровень моря был ниже или выше современного. Абразионная Б. т. — это бывший абразионный подводный склон (*бенч*), примыкающий к *клифу*. Такие террасы формируются ниже соответствующего уровня моря. Аккумулятивные Б. т. — это бывшие пляжи, серии береговых валов, древние аккумулятивные береговые формы. Они формируются выше соответствующего уровня моря, причем превышение над ним зависит от высоты штормового заплеска. Таким образом, одновозрастные аккумулятивные и абразионные Б. т. могут располагаться на разных гипсометрических уровнях. Высота абразионных Б. т. определяется по их тыловой части (так как это бывшее морское дно), а аккумулятивных — по внешней кромке. Б. т., сложенные в основании коренными породами и прикрытые чехлом рыхлых отложений, называются цокольными; образуются они в условиях изменений режима береговой зоны.

Условия образования Б. т., определяемые гидродинамическими факторами (см. *факторы динамики береговой зоны*) и литологией пород, слагающих побережье, могут меняться на протяжении берега довольно сильно, и это влияет на их гипсометрический уровень. Часто эти факторы не учитываются при анализе поднятых террас, и различия в их высотных отметках объясняют только дифференцированными тектоническими движениями. Б. т. имеют большое значение для анализа палеогеографии побережий. По ним судят об изменениях уровня моря в прошлом, о тектоническом режиме побережий, по ним производят корреляции событий прошлого в разных районах.

ГЕОИДАЛЬНАЯ ЭВСТАЗИЯ (geoidal eustasy) — колебания уровня океана, обусловленные изменениями формы геоида. Термин предложен шведским ученым Н. Мернером (Mögner, 1976). Измерения со спутников показали, что водная поверхность океана имеет значительные неровности, амплитуда которых достигает почти 200 м. Депрессии и поднятия водной поверхности обусловлены неоднородностью строения глубинных слоев Земли и изменением вследствие этого силы тяжести на ее поверхности. По мнению Мернера, эти неоднородности нестабильны во времени как по амплитуде, так и по площади, на что определенное влияние оказывают перераспределение ледниковых масс, флуктуации скорости вращения Земли и другие явления. Можно предполагать, что Г. э. в течение определенных геологических периодов вызывали локальные трансгрессии и регрессии амплитудой до 200 м и фиксировались в виде древних береговых линий. Признание подобных изменений (миграций в горизонтальной плоскости депрессий и поднятий водной поверхности) приводит к пересмотру некоторых концепций о развитии трансгрессий и регрессий в прошлые эпохи. Г. э. имеет эвстатический характер (см. *эвстатические колебания уровня моря*) и в настоящее время изучена еще недостаточно.

ГЕОКРАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ — колебания уровня, вызванные изменением рельефа поверхности литосферы в пределах водных бассейнов. К ним относятся колебания, связанные с изменением объема океанических впадин, накоплением толщи осадков на дне бассейнов, образованием подводных хребтов и впадин. В отличие от тектонических региональных движений (см. *тектонические движения береговых линий*) во время Г. к. происходят перемещения береговых линий на площади всего бассейна, а не на отдельных его участках. Термин введен в литературу А. П. Павловым.

ГИДРОИЗОСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ — теоретически предполагаемые колебания уровня, вызванные прогибаниями или поднятиями земной коры в результате увеличения или уменьшения толщи воды над океаническим дном во время трансгрессий или регрессий. Такие изменения являются частным случаем изостатических движений береговых линий. Процесс гидроизостазии совершенно не изучен.

ГИДРОКРАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА — колебания уровня, вызванные изменениями объема водной массы бассейнов, т. е. связанные с увеличением или уменьшением количества воды в океане. Одна из причин Г. к. уровня Мирового океана — постоянное поступление воды из мантии Земли, другая — изъятие из океана воды на образование материковых оледенений и возвращение этих вод в океан во время таяния ледников. Термин предложен А. П. Павловым.

ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ — изменение гипсометрического положения береговых линий вследствие изостатической реакции земной коры на нагрузки при образовании ледниковых щитов и их таянии. Неоднократное возникновение в Северной Америке и Евразии мощных ледниковых покровов приводило к прогибаниям земной коры, особенно в центрах оледенений (Фенноскандия, Канадский щит, Шотландское нагорье), на сотни метров. В периоды таяния ледников кора вздымалась со скоростью, в несколько раз превосходившей скорость вертикальных тектонических движений. О гляциоизостатических движениях, связанных с дегляциацией во время последней, валдайской (вюрмской, висконсинской) эпохи, накоплен большой фактический материал. При послеледниковых изостатических поднятиях районов центра оледенения береговая зона смещалась в сторону моря. Дно на огромных площадях осушалось, и на различных гипсометрических уровнях остались береговые террасы, толщи морских отложений и другие реликтовые образования.

Максимальная абсолютная скорость гляциоизостатического поднятия Канадского щита в период между 8 тыс. и 6 тыс. лет назад достигла 50 м в тысячелетие, между 6 тыс. и 4 тыс. — 23 м, между 4 тыс. лет назад и современной эпохой — 18 м. В Фенноскандии (район Осло) скорость абсолютного поднятия в период между 10 тыс. и 8 тыс. лет назад составила 45 м в тысячелетие; между 8 тыс. и 6 тыс. — 25 м, между 6 тыс. и 4 тыс. — 13 м, между 4 тыс. лет назад и современной эпохой — 9 м, т. е. в среднем 9 мм в год. Суммарная величина поднятия Фенноскандии за время голоцена составила 500—700 м; следовательно, на такую высоту были подняты сравнительно молодые береговые линии (Schofield, 1964). Примерно такими же цифрами характеризуются скорости поднятия современных областей

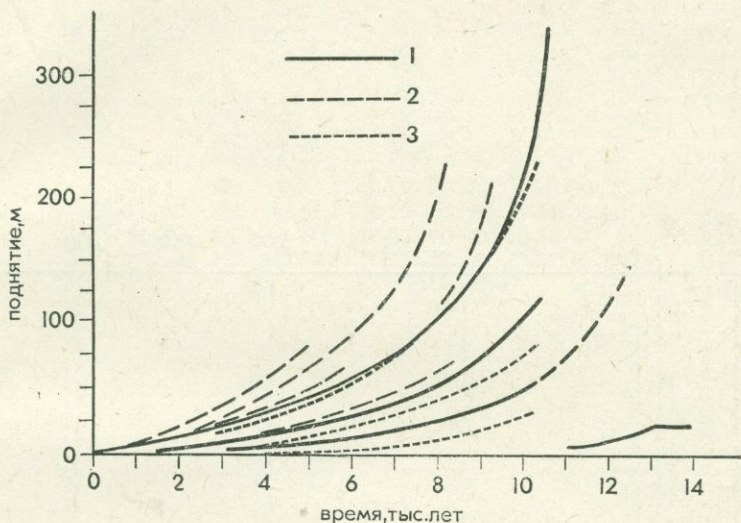


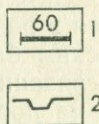
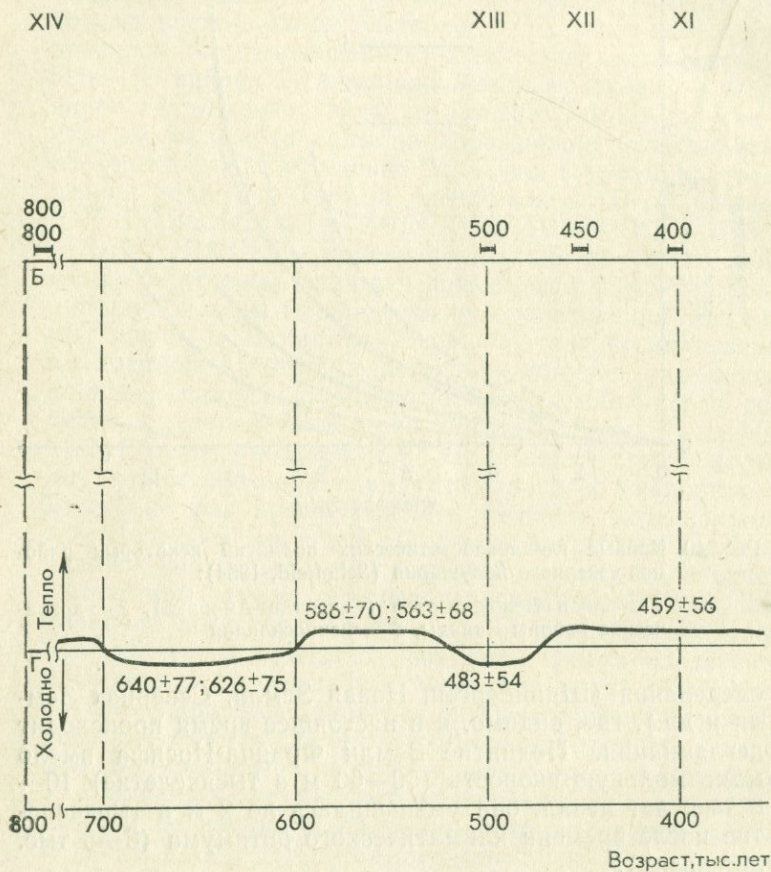
Рис. 40. Кривые гляциоизостатических поднятий некоторых районов северного полушария (Schofield, 1964):

1 — район Великих озер (Северная Америка), 2 — арктические районы Канады, 3 — Фенноскандия

оледенения (Шпицберген, Новая Земля, Северная Земля и др.), где, видимо, и в настоящее время происходит дегляциация. Поднятие Земли Франца-Иосифа имело максимальную скорость (50—60 м в тысячелетие) 10—8 тыс. лет назад, она уменьшилась до 2 м в тысячелетие после времени климатического оптимума (6—5 тыс. лет назад).

Некоторые исследователи отрицают роль гляциоизостатического поднятия в развитии побережий, считая его типичным тектоническим блоковым движением. Однако скорости поднятий, связанные с ледниковой разгрузкой территорий, обычно, на порядок больше, чем скорости обычных тектонических движений. Кроме того, они закономерно убывают от центров оледенений к их периферии. Характер Г. д. иллюстрируется кривыми (рис. 40), которые строятся на основании данных о высоте и возрасте поднятых береговых линий.

ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА — колебания уровня Мирового океана, вызванные увеличением или сокращением континенталь-



ных ледниковых покровов. При образовании на континентах огромных масс льда из океана изымается значительное количество воды и уровень его опускается. При таянии льдов вода возвращается в океан, что приводит к трансгрессиям, которые называются гляциоэвстатическими.

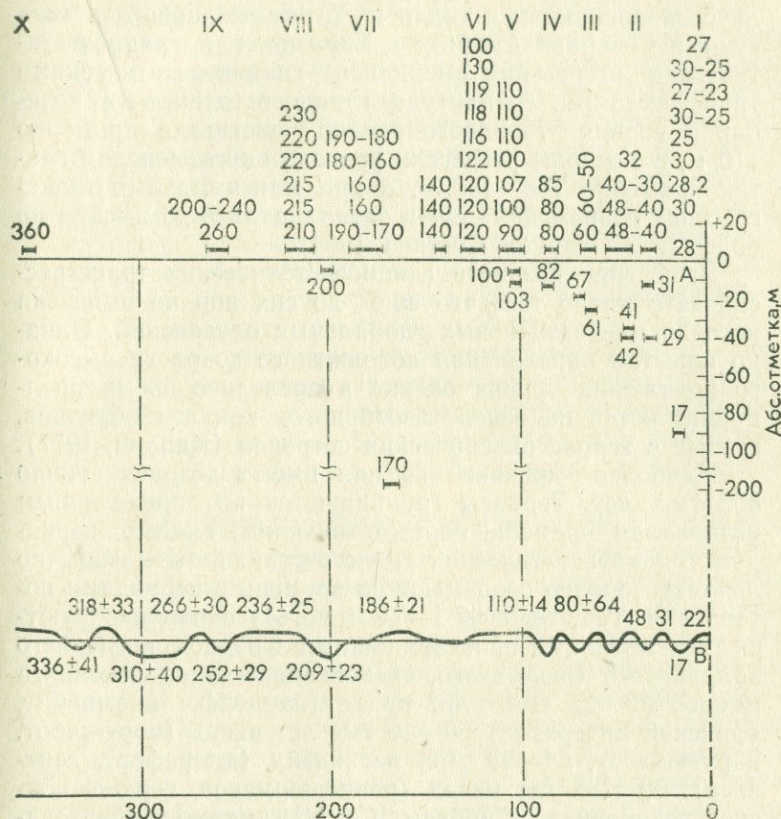


Рис. 41. Плейстоценовые гляциоэвстатические трансгрессии Мирового океана:

АБ — современный уровень океана, ВГ — условная граница между потеплением и похолоданием; I—XIV — террасы; 1 — положение и возраст древних береговых линий, 2 — климатическая кривая

Образование ледника Антарктиды около 40 млн. лет назад должно было вызвать гляциоэвстатическую регрессию с амплитудой около 60 м, а образование 10 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 положение уровня океана зависело от изменений ледниковых покровов, которые перио-

дически возникали и таяли на огромных пространствах суши в Северной Америке и Евразии, т. е. гляциоэвстатические регрессии сменялись гляциоэвстатическими трансгрессиями. Амплитуда гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана достигала примерно 110 м; в периоды регрессии уровень опускался до отметок примерно 100—130 м, а при максимальных трансгрессиях современная суша затапливалась до высоты не более 10 м (Марков, Суетова, 1964).

Выяснение возраста гляциоэвстатических трансгрессий затруднено тем, что еще до сих пор не выяснена история плейстоценовых глобальных оледенений. Однако попытки определения абсолютного возраста высокого положения уровня океана в последнее время предпринимаются на основе изотопного анализа образцов, взятых с террас океанических островов (Каплин, 1977).

Наиболее древние из них имеют возраст около 800 тыс. лет. Террасы группируются по определенным интервалам времени, соответствующим, видимо, периодам гляциоэвстатических трансгрессий, которые обычно довольно близко совпадают по времени с периодами потепления. Так, террасы I—IV (рис. 41) синхронизируются с потеплениями, происходившими в период последнего валдайского (вюрмского, висконсинского) оледенения, а именно 32—24 тыс. лет назад (паудорф, плампойнт, брянский интервал¹), 50—40 тыс. лет назад (пор-талбот, карукюласс), 64—58 тыс. лет назад (амерсфорт, сент-пьер), 80 тыс. лет назад (ранневюрмское, верхневолжское потепления). Террасы V и VI, видимо, образовались в период межледниковья между последним и предпоследним (рисским II, московским, иллинойским) оледенениями. Остальные террасы также более или менее уверенно сопоставляются с межледниковьями и теплыми интерстадиалами — потеплениями в периоды оледенений.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ТРАНСГРЕССИЯ — последний этап послеледниковой, фландрской трансгрессии. В начале голоцена (10 тыс. лет назад) уровень океана в результате таяния материковых ледников достиг отметок —30 м. В среднем голоцене (атлантический период, 6—5 тыс. лет назад) уровень океана стал близок к современному.

¹ Здесь приводятся названия потеплений и оледенений, принятые в различных странах Европы и Америки.

ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ — условное, но широко применяемое название комплексов древних форм рельефа и отложений, фиксирующих положение берега моря в прошлом. Одним из главных элементов Д. б. л. являются береговые террасы. Кроме них реликты береговой зоны встречаются в виде волноприбойных ниш, абразионных уступов, накоплений грубообломочного материала, резких перерывов и следов размыва в толщах отложений, комплексов прибрежно-морских осадков, расположенных на различных гипсометрических уровнях, и содержащих остатки мелководной фауны, и имеющих пляжевую слоистость, и т. п. Д. б. л. позволяют установить колебания уровня моря в прошлом. Однако лишь в редких случаях удается точно определить положение береговой линии в прошлом, чаще всего определяется диапазон глубин или высот, в которых располагалась береговая зона в определенное время.

ИЗОСТАТИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ — вертикальные перемещения береговых линий, вызванные изменениями нагрузки на земную кору в прибрежных районах. Основные причины таких перемещений — это изменения объемов материковых льдов (см. *гляциоизостатические движения береговых линий*), изменения толщины водной оболочки над шельфовыми районами (см. *гидроизостатические колебания уровня моря*), увеличение мощности рыхлых отложений на побережье, особенно в районах крупных речных дельт, увеличение нагрузки на земную кору вследствие строительства крупных гидротехнических и других сооружений. При снятии нагрузок (например, таяние ледниковых покровов) побережья поднимаются.

ИНГРЕССИЯ МОРЯ — процесс незначительного наступания моря на сушу, когда в результате эвстатического повышения уровня моря или тектонического опускания суши затопляются лишь пониженные участки побережий (устья речных долин, прибрежные низменности, ледниковые трог и т. п.). Ингрессия приводит к образованию специфических типов побережий с изрезанными берегами (*лиманными, фьордовыми, шхерными, риасовыми*).

КАСПИЙСКИЕ ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ — комплексы береговых форм, созданные при неоднократных в течение плейстоцена трансгрессивных сос-

тояниях Каспийского моря. Установлены следующие трансгрессии: бакинская (400—500 тыс. лет назад), нижнехазарская (более 250 тыс. лет назад), верхнехазарская (90 тыс. лет назад), раннехвалынская (35—65 тыс. лет назад), позднехвалынская (10—20 тыс. лет назад), новокаспийская, которая имела три пика (8 тыс., 6 тыс. и 3 тыс. лет назад). Созданные при трансгрессиях аккумулятивные и абразионные формы рельефа благодаря сухому климату достаточно хорошо сохранились. На побережье Каспия хорошо прослеживаются целые комплексы высоких береговых террас.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОБЕРЕЖИЙ — объединение типов побережий в группы по каким-либо близким признакам. Обычно отдельные типы побережий (например, фьордовые, рiasовые и т. п.) включаются в классификации берегов, что связано с недостаточной определенностью понятий «тип берега» и «тип побережья». Впервые специальная К. п. была составлена в 1964 г. (Юнин и др., 1964). В ней выделены побережья горных стран с рельефом, глубоко расчлененным эрозийными процессами, побережья аллювиально-морских равнин и современных дельт с выровненным рельефом поверхности и др.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ (ОКЕАНА) — изменение взаимного положения поверхностей моря и суши по вертикали. В истории Земли уровень океана по ряду причин постоянно менялся. Согласно современным представлениям, основная масса океанических вод накопилась к началу палеозоя в результате дифференциации вещества Земли и дегазации ее мантии. Однако процесс выделения воды из мантии продолжался все последующее время вплоть до наших дней и приводил к тому, что уровень океана повышался примерно на 1 мм в тысячелетие (Виноградов, 1967). Постоянное поступление воды из недр Земли должно было привести к повышению уровня океана только за последнюю кайнозойскую эру в истории Земли (65 млн. лет) на 65 м. На положение уровня океана оказывало влияние также изменение объема океанических впадин. Он увеличивался в результате прогибания дна и уменьшался вследствие накопления массы донных отложений и продуктов извержения вулканов. Поднятие океанических хребтов приводило к повышению уровня, а образование глубоководных впадин — к понижению. В результате этого в разные геоло-

гические периоды имели место то трансгрессии (например, в мезозое), то регрессии (в кайнозое) моря.

Понижение уровня океана происходило, очевидно, и в плейстоцене. Оно было вызвано не только продолжающимся прогибанием океанического дна, но и поднятиями многих тектонических структур континентов в результате послеледниковых горообразовательных движений. Падение уровня за плейстоцен составило примерно 10 м. Этот процесс получил название регрессии Зюсса, по имени австрийского геолога Э. Зюсса, впервые отметившего указанное обстоятельство. Трансгрессии же и регрессии Мирового океана, вызванные изменениями объема океанических вод в результате периодического образования в плейстоцене покровных оледенений суши, т. е. гляциоэвстатические колебания уровня моря, названы колебаниями уровня Макларена, по имени американского ученого, впервые обратившего внимание на это явление.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ФЛЕКСУРА (continental flexure) — зона, лежащая между поднятой и опущенной частями новейших материковых осадочных покровов, залегающих первоначально почти горизонтально, т. е. зона перегиба поверхности суши к поверхности океанического дна. По представлениям Ж. Буркара (1953), предложившего этот термин, большинство побережий и шельфов располагается в зоне гигантской геологической структуры, образовавшейся на границе поднимающейся суши и опускающейся океанической впадины. Под влиянием разнонаправленных тектонических движений суши и дна и в зависимости от того, куда смещена ось флексуры, побережья могут быть вовлечены или в поднятие вместе с континентами, или в опускание вместе с океаническим дном.

КРИВАЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ — график изменения уровня, построенный по данным радиоуглеродных датировок древних береговых линий (рис. 42).

ЛЕСТНИЦЫ БЕРЕГОВЫХ ТЕРРАС — несколько береговых террас, расположенных на побережье одна над другой в виде гигантских ступеней. Причиной образования Л. б. т., или террасовых рядов, является относительное опускание уровня бассейна. Многие Л. б. т. образовались в результате изостатических поднятий побережий (см. *гляциоизостатические движения береговых линий*), испытавших оледенение (например, Новая

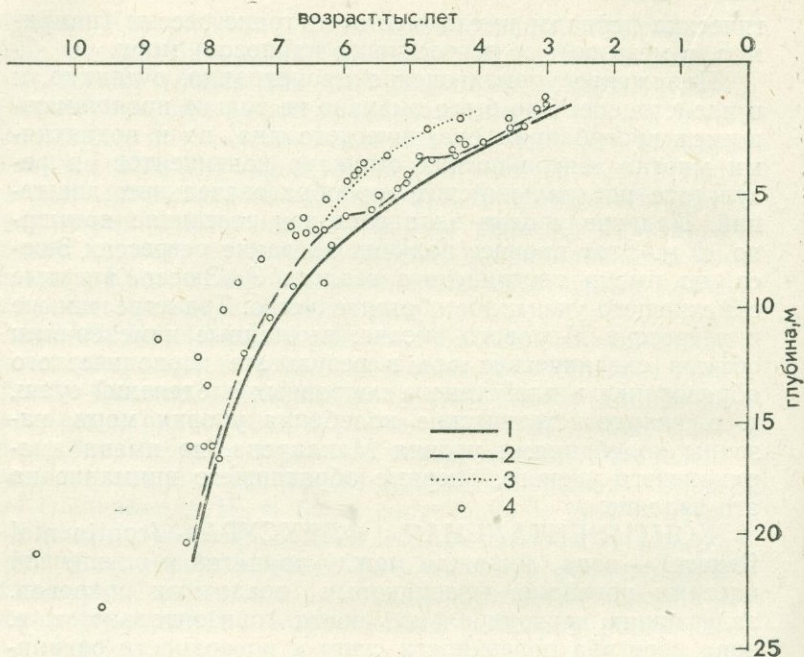


Рис. 42. Кривые послеледникового изменения уровня моря у побережья Голландии (Ielgersma, 1961):

1 — по данным радиоуглеродного определения возраста торфяников на ваттах; 2 — то же торфяников из эстуария Рейна-Мааса; 3 — то же образцов из провинции Зеландия; 4 — датированные образцы

Земля, Скандинавия). Здесь прослеживаются молодые, голоценовые террасы, располагающиеся друг над другом от современного уровня моря до высоты 100 м и более. Их возраст — от нескольких сотен до 16—17 тыс. лет. Считалось, что Л. б. т. могут образовываться только в условиях, когда на фоне общего относительного падения уровня моря происходят его разнонаправленные изменения с временными стабилизациями. К. К. Марков (1934) и В. П. Зенкович (1949 а) поставили под сомнение это широкое распространенное мнение. А. С. Ионин и П. А. Каплин (1956) показали, что Л. б. т. могут формироваться в условиях длительного равномерного падения уровня моря, что было подтверждено и экспериментальным путем (Попов, 1966 б). Та-

кие террасы не имеют стратиграфического значения и не фиксируют определенных этапов развития побережья.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТЕРРАСОВЫЕ РЯДЫ (oceanic terrace series) — группы поднятых береговых террас, имеющие планетарное распространение. Термин предложен Н. И. Кригером (1962), подметившим близость высот некоторых из таких террас в различных частях земного шара. Он считает, что превышения древних береговых линий друг над другом не случайны, а находятся в определенной математической зависимости, которая отражает закономерности колебаний уровня океана, обусловленные ритмичностью климатических и тектонических изменений.

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЕРЕГА — перемещения береговой зоны вверх или вниз по краю материка. Их причиной могут быть или изменения уровня моря, или тектонические движения суши. В связи с тем что в природе не всегда возможно выяснить, каким из этих факторов вызваны изменения положения береговой линии, принято употреблять выражения О. в. д. б. В процессе О. в. д. б. образуются погруженные и поднятые береговые линии и береговые террасы. Отрицательным называется смещение береговой линии в сторону моря, положительным — в сторону суши.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОБЕРЕЖИЙ — отрасль палеогеографии, изучающая историю развития современных морских и океанских побережий. Изменения палеогеографической обстановки исследуются на них путем анализа береговых форм рельефа и слагающих их отложений. По этим данным определяются скорости и длительности трансгрессий и регрессий, характер тектонических движений за длительный период времени. Один из важнейших показателей палеогеографических событий на побережье — береговые террасы. Палеогеографические условия в плейстоцене изучаются также анализом толщ отложений на подводном береговом склоне, аккумулятивных береговых форм, акваторий лагун.

Большое значение для развития побережий имела фландрская трансгрессия. Ее результаты за последний этап хорошо выявляются по наличию сохранившихся форм созданного волнами рельефа. Особенно большой материал для палеогеографического анализа дают аккумулятивные формы береговой зоны. Они обычно состоят из серии береговых валов, простирающие которых

позволяет реконструировать этапы развития аккумулятивной формы и района побережья в целом. Каждый из валов в период образования формировался на пляже. Древние валы могут по направлению не соответствовать современной береговой линии; они могут срезаться более молодыми генерациями валов, могут менять направление и т. п. Все это служит хорошим показателем изменений, происходивших в береговой зоне. Различия высот береговых валов разновозрастных генераций служат критерием относительных изменений уровня моря. Если высотный уровень береговых валов от более древних к современным понижался, происходило относительное падение уровня моря, если же современные валы выше древних, уровень моря повышался. При стабильном уровне высота всех валов должна быть одинаковой (Зенкович, 1962 а; Леонтьев, 1961; Каплин, 1973).

ПОГРУЖЕННЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ (submerged shoreline) — древние береговые линии, которые в результате относительного поднятия уровня моря оказались на морском дне. Иногда их называют затопленными береговыми линиями.

ПОДНЯТЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ (emerged shoreline) — древние береговые линии, которые в результате относительного опускания уровня моря оказались на более высоком гипсометрическом уровне, чем современная береговая зона.

РЕГРЕССИЯ МОРЯ — процесс длительного отступления моря вследствие относительного понижения его уровня (см. *относительные колебания уровня моря*). Р. м. вызываются или эвстатическими, или тектоническими причинами. В их ходе могут быть периоды временной стабилизации и даже незначительных наступлений моря на фоне общего продолжительного падения уровня. При Р. м. на побережьях образуются поднятые береговые линии и береговые террасы, по которым отмечают стадии, или этапы, регрессии.

Для динамики береговой зоны на абразионных участках берега в условиях регрессии наиболее характерен процесс формирования подводных абразионных террас в ходе выработки подводного берегового склона перед фронтом отступающего берега. Регрессивные абразионные берега довольно быстро достигают стадии зрелости (см. *стадии развития берега*), когда абразия начинает затухать, а клифы постепенно отмирают. На отмелях

аккумулятивных участках в ходе Р. м. происходит активная перестройка профиля подводного берегового склона и массовая подача наносов со дна к берегу. В то же время аккумулятивные береговые формы, питающиеся за счет материала, поступающего от абразии, в условиях продольного перемещения наносов испытывают дефицит последних и отмирают (Каплин, 1973). Для регрессивных толщ отложений в общем случае характерна закономерная смена снизу вверх глубоководных отложений.

РЕЛИКТОВЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ФОРМЫ — формы берегового рельефа, которые по своим морфологическим особенностям не соответствуют современной динамике береговой зоны. К таким формам относятся, в частности, *береговые бары*, образованные на разных этапах фландрской трансгрессии, затопленные в настоящее время и погребенные под более молодыми прибрежно-морскими и морскими осадками. На поднимающихся побережьях к реликтовым относятся формы рельефа, выведенные из зоны волнения, но сохранившие многие особенности, по которым их легко распознать. Они хорошо выражены в областях быстрых гляциоизостатических поднятий (см. *гляциоизостатические движения береговых линий*). Р. б. ф. широко распространены в связи с тем, что в недавнем прошлом произошло резкое изменение режима береговой зоны. Замедление фландрской трансгрессии вызвало перестройку очертаний берегов и рельефа подводного берегового склона. Произошло ослабление абразионных процессов, отмирание абразионных и сопряженных с ними аккумулятивных форм. Поэтому многие эффектные абразионные формы на берегах морей и океанов — по существу реликты, оставшиеся от недавнего периода активизации абразии.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЕ ТЕРРАСЫ (*mediterranean terraces*) — лестница береговых террас, или террасовый ряд, изученный на средиземноморском побережье Африки и типичный для многих поднимающихся побережий (рис. 43). Л. Ламот и Ш. Депере (Марков, Величко, 1967) отметили в Африке ряд расположенных друг над другом древних береговых линий. Они связали время их образования с эпохами плейстоценовых межледниковий и придали каждой из террас определенное стратиграфическое значение. Дальнейшая разработка «проблемы средиземноморских террас» привела к



Рис. 43. Кривая изменения уровня океана в плейстоцене, по данным изучения террас Средиземного моря (Цейнер, 1963)

обоснованию концепции о том, что они отражают общее падение уровня моря, происходившее в кайнозойе и получившее название *регрессии Зюсса*. На ее фоне происходили межледниковые гляциоэвстатические поднятия уровня моря, во время которых образовались С. т., начиная от самой высокой и древней — калабрийской (высота — 180 м, возраст — плиоценовый) и кончая самой низкой и молодой — фландрской (высота — 2 м, возраст — голоценовый). Кроме того, выделены сицилийская, миланская, тирренская, монастырская I и монастырская II террасы. Каждая из них синхронизируется с межледниковьями, хорошо охарактеризована палеонтологически и принята во всем мире как опорная для данной эпохи.

Лестницы террас, подобные средиземноморским, встречаются на многих побережьях (например, в Калифорнии и Южной Америке), поэтому термин С. т. принят как нарицательный для характеристики групп террас на побережьях (Цейнер, 1963; Марков, Величко, 1967; Каплин, 1973).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ — движения земной коры, главным образом вертикальные, приводящие к опусканиям или поднятиям побережий, т. е. к относительным колебаниям уровня моря. Могут охватывать участки побережий различного

протяжения. Часто их контуры совпадают с геологическими структурами. Движения крупного порядка отражают эпейрогенические поднятия и опускания обширных площадей платформ и орогенические перемещения складчатых областей. Они достаточно медленны (средняя скорость — порядка 0,005 мм в год, в пределах некоторых подвижных поясов — до 0,3 мм в год). Максимальные скорости Т. д. б. л. могут достигать 3—5 см в год.

На побережьях проявляются также и блоковые движения, происходящие по разрывным нарушениям и приводящие к вертикальным перемещениям отдельных сравнительно небольших по площади участков суши. Тектонические движения по разрывам часто связаны с сейсмически активными участками земной коры; например, вертикальные перемещения прибрежных блоков суши могут вызываться землетрясениями. Такие движения могут быть очень быстрыми, практически мгновенными. Весьма наглядно быстрые тектонические движения проявляются в пределах Японских островов. Так, окончательность п-ва Босо, ограничивающего Токийский залив, во время землетрясения 1703 г. поднялась в течение нескольких минут на 3 м, и бенч, окаймляющий ее, стал поднятой террасой; в районе Ниигаты на берегу Японского моря во время землетрясения 1964 г. участок берега за несколько минут опустился на 1—2 м.

На динамику берегов оказывают влияние тектонические движения, происходящие в настоящее время или происходившие в новейшее время (неоген — плейстоцен). Такие тектонические движения в геологической литературе получили название новейших или современных.

ТИП ПОБЕРЕЖИЙ — единый в генетическом отношении участок окраины материка, в пределах которого закономерно сочетаются различные формы и типы берегового рельефа, связанные общностью развития и образовавшиеся под воздействием волн и других рельефообразующих процессов за длительное геологическое время при возможном неоднократном относительном изменении уровня моря (Каплин, 1962; Ионин и др., 1964).

ТРАНСГРЕССИЯ МОРЯ — длительный период наступания моря на сушу. Т. вызываются или эвстатическим повышением уровня моря (см. *эвстатические колебания уровня моря*), или опусканием побережья в результате тектонических движений. В ходе Т. могут происходить

временные стабилизации уровня и даже непродолжительные его понижения. Обычно Т. идет неравномерно: этапы быстрого наступания моря сменяются замедлением скорости трансгрессии.

Т. происходили на различных участках побережий неоднократно на протяжении истории Земли. Они развивались локально, в пределах какого-либо отдельного бассейна (например, Каспийского моря) или охватывали все побережья Мирового океана. В плейстоцене глобальные Т. были связаны с гляциоэвстатическими повышениями уровня океана в периоды межледниковий, когда в океан возвращалась вода, изъятая из него ледниками (см. *гляциоэвстатические колебания уровня океана*).

Обычно Т. присваивают наименования или по району, где их следы впервые изучены, или по времени, с которым связано их развитие. Глобальная послеледниковая Т. получила название фландрской. Т. перед последним оледенением на севере СССР называется у нас бореальной, в Европе — эмской, в Америке — сангамонской. Каспийские Т. соответствуют наименованиям основных ярусов этого района: бакинская, хазарская, хвалынская, новокаспийская (см. *каспийские древние береговые линии*). Тот же принцип применяется для наименования Т. Черного моря: для него выделены чаудинская, древнеэвксинская, карангатская, сурожская, древнечерноморская и новочерноморская трансгрессии (см. *черноморские древние береговые линии*).

Обычно Т. оказывают существенное влияние на динамику береговой зоны. В ходе Т. берега в зависимости от интенсивности абразионно-аккумулятивного процесса развиваются от первичных, мало измененных морем до выровненных или вторично-расчлененных абразионных и аккумулятивных берегов. Во время Т. при прочих равных условиях (определенные уклоны поверхности подводного берегового склона, оптимальный баланс наносов в береговой зоне и пр.) активизируется абразионный процесс. Абразия протекает особенно интенсивно в начальные этапы Т. вследствие невыработанности вновь затопляемого подводного склона. При замедлениях Т. перед берегом вырабатываются обычно широкие подводные террасы, которые гасят волновую энергию, уменьшают активность абразии. Аккумуляция в период Т. также происходит достаточно интенсивно

благодаря поступлению обломочного материала со дна и с абразионных участков берега. Влиянием фландрской трансгрессии объясняется широкое распространение на современных побережьях *баров*, отчленяющих от берега *лагуны* (Каплин, 1973).

По исследованиям последних лет, шельфовые отложения, сформировавшиеся в ходе Т., включают в себя различного рода береговые образования. Геологические разрезы на шельфе Мирового океана и морей вскрывают ритмично построенную толщу линз грубозернистых (реликты береговых аккумулятивных форм) и тонкозернистых отложений (захороненные лагунные осадки).

УНАСЛЕДОВАННОСТЬ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА — возникновение на одних и тех же участках побережья в разные этапы его истории и при различном положении уровня моря сходных форм рельефа берега (Леонтьев, 1961). Причины У. б. ф. р. заключаются в том, что при определенных структурно-геологических условиях и при относительном постоянстве гидрометеорологических факторов (см. *факторы динамики береговой зоны*), независимо от того, поднимается или опускается берег, при разных уровнях моря сохраняются основные предпосылки для развития его по тому же пути, что и в прошлые этапы развития. Эти предпосылки — крутизна исходного подводного склона, угол подхода волн к берегу, прочность горных пород, источники поступления наносов.

У. б. ф. р. не всегда бывает полной. Так, береговые аккумулятивные формы Восточного Каспия, образовавшиеся в хазарское время, были крупнее хвалыньских, а те в свою очередь были крупнее современных. Эти различия обусловлены постепенным истощением донных запасов биогенного материала, поступавшего на построение указанных форм. Унаследованность отмечается не только в морфологическом сходстве берегового рельефа, но и в повторении основных черт динамики береговой зоны в различные эпохи. Вдольбереговые потоки наносов, отчетливо выраженные на западном побережье Каспия, существовали здесь и в прошлом, не отличаясь по направлению и условиям питания от современных.

ФЛАНДРСКАЯ ТРАНСГРЕССИЯ (Flandrean transgression) — трансгрессия океана, вызванная таянием покровных ледников последнего (валдайского, вюрмского, висконсинского) оледенения, начавшимся 18—17 тыс.

лет назад. Называется также позднеплейстоценовой трансгрессией. Название Ф. т. предложено Дж. Дюбуа (Dubois, 1924). До нее уровень Мирового океана был ниже современного на 90—100 м (по мнению некоторых авторов, на 130 м).

Ф. т. разделяется на два этапа: верхнеплейстоценовый (17—6 тыс. лет назад) — период быстрого поднятия уровня со скоростью до 9 м в тысячелетие; голоценовый (от 6 тыс. лет назад до наших дней) — период постепенного замедления поднятия уровня до 1 м в тысячелетие или его колебаний относительно современного нуля глубин (Каплин, 1973). Об изменениях уровня океана за последние 6 тыс. лет существуют три представления (рис. 44). Согласно Ф. Шепарду, он медленно и непрерывно повышался, асимптотически приближаясь к современному положению, которого достиг лишь совсем недавно. Согласно Х. Фиску, уровень океана достиг современного положения 3—5 тыс. лет назад и с тех пор остается постоянным. Третий вариант — уровень впервые достиг современного положения 6 тыс. лет назад и с тех пор подвергался небольшим положительным и отрицательным колебаниям. Р. Фейрбридж считает, что 5 тыс. и 3, 7 тыс. лет назад уровень океана превышал современный на 3—4 м. Эти пики трансгрессии получили название соответственно древней и молодой перонских стадий. После ряда мелких осцилляций 2, 3 тыс. и 1, 2 тыс. лет назад уровень вновь поднялся до отметки $+1,5$ м (соответственно стадии абролхос и роттнест).

Ф. т. оказала определяющее влияние на формирование побережий. Современная береговая зона начала развиваться только после того, как уровень океана приблизился к теперешней его отметке. Таким образом, можно считать, что возраст современных берегов составляет 6 тыс. лет (Каплин, 1973).

ЦИКЛОВЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ (cyclic shorelines) — распространенные на многих побережьях мира древние береговые линии, фиксирующие определенные этапы в развитии побережий и имеющие стратиграфическое значение. Примером их могут быть террасы, формировавшиеся в межледниковый период и отмечающие время гляциоэвстатических трансгрессий плейстоцена (см. *гляциоэвстатические колебания уровня океана*). Термин предложен Ю. Ф. Чемяковым (1961).

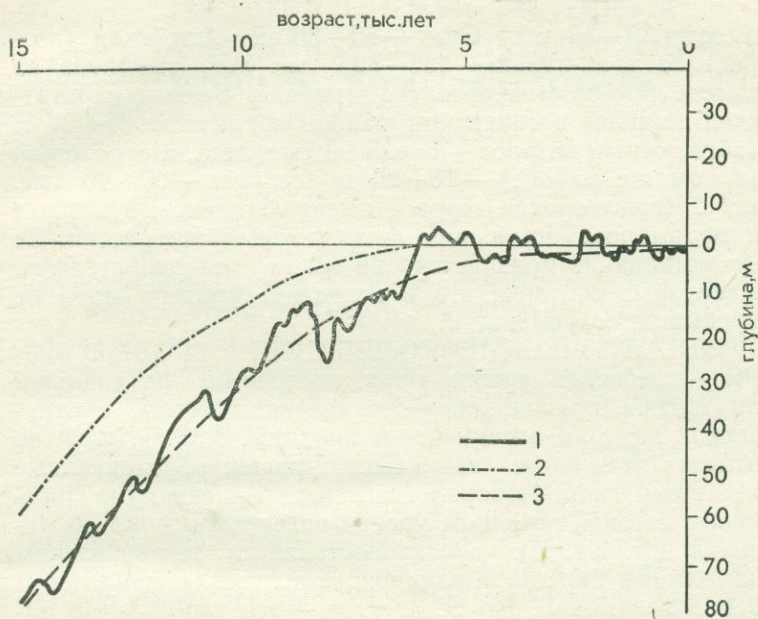


Рис. 44. Кривые изменений уровня моря:

1 — по Р. Фейрбриджу; 2 — по Х. Фиску; 3 — по Ф. Шепарду

ЧЕРНОМОРСКИЕ ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ — комплексы береговых форм, созданные в результате неоднократных плейстоценовых изменений уровня Черного моря. На его побережье установлено семь уровневых горизонтов: чаудинский, древнеэвксинский, узунларский, ашейский, карангатский, сурожский и черноморский. Приведенная схема признается не всеми исследователями. Ч. д. б. л. достаточно хорошо выявлены на побережье Кавказа. Наиболее древняя (раннеплейстоценовая) — чаудинская терраса в районе Геленджика имеет высоту 45—50 м и повышается в сторону Сочи до 140—150 м. Подобный «перекос» поверхности характерен для всех террас этого побережья и связан с интенсивными тектоническими поднятиями Главного Кавказского хребта. Древнеэвксинская терраса (конец раннего плейстоцена) в районе Сочи зафиксирована на высоте 90—120 м. Узунларская (первая половина среднего плейстоцена) имеет у Геленджика

высоту 30—35 м, у Сочи — 65—80 м. Ашейская (возраст по уран-ионию — 135—125 тыс. лет) выделена на высоте 55—60 м в сочинском районе. Высота карагатской террасы в сочинском районе составляет 35—37 м (абсолютный возраст — около 90 тыс. лет), а сурожской (в том же районе) — 18—20 м (возраст — 30—40 тыс. лет). Черноморская терраса имеет голоценовый возраст и сформировалась в ходе фландрской трансгрессии. Ее существование признается не всеми исследователями. Некоторые считают, что в голоцене уровень моря не превышал современного.

ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ — изменения уровня моря, вызванные различными причинами, приводящими к изменениям объема океанических вод или океанической впадины. К Э. к. у. м. не относят локальные изменения уровня, обусловленные местными гидрометеорологическими изменениями (ветровые нагоны, перепады уровня вследствие действия течений и т. п.). Их противопоставляют тектоническим движениям берегов и гляциоизостатическим движениям береговых линий. Но Э. к. у. м. — это глобальные, одновременные вертикальные изменения поверхности водного бассейна (океана), тогда как тектонические и гляциоизостатические движения — это чаще всего локальные и дифференцированные погружения или поднятия структур суши.

Видимо, можно различать три вида Э. к. у. м.: *гидроэвстазию*, т. е. изменения уровня, обусловленные притоком ювенильных вод из мантии Земли и периодическими изъятиями и обратной отдачей в океан водных масс континентальными покровными ледниками (см. *гляциоэвстатические колебания уровня моря*); *геоэвстазию* — изменения уровня, вызванные движениями литосферы в пределах океанических впадин (прогибания и поднятия дна океанов, образование подводных хребтов и желобов, накопление на дне толщ отложений), приводящими к изменениям объема последних; *геоидальную эвстазию* (см.).

Все виды Э. к. у. м., как и другие длительные изменения уровня моря, проявляются на побережьях в виде поднятых и опущенных береговых линий.

IX. ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ И ГЕОМОРФОЛОГИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Области приложения закономерностей динамики береговой зоны моря в сочетании с элементами морской геоморфологии весьма многообразны и разносторонни. В первую очередь это теоретические вопросы прогнозирования процесса формирования берега и подводного берегового склона.

Практический аспект проблемы, важный для многих отраслей народного хозяйства, — воссоздание истории развития современных морских берегов, побережий и шельфов, что служит основой для предсказания хода естественного развития указанных природных объектов, а также выявление на этом фоне последствий реальных или предполагаемых техногенных воздействий, связанных с хозяйственным освоением прибрежной суши и прилегающей к ней полосы моря. Наиболее существенны из таких воздействий — инженерные мероприятия по защите берега и прибрежных территорий от разрушения морем, строительство и эксплуатация морских гидротехнических сооружений, разведка и разработка прибрежно-морских россыпей твердых полезных ископаемых, пляжевых и подводных карьеров строительных материалов. Эти и многие другие проблемы хозяйственного использования береговой зоны должны решаться на основе комплекса географических исследований.

Для решения перечисленных теоретических и практических задач необходимо иметь достаточно достоверное представление о тенденциях развития берега и подводного склона в прошлом, настоящем и будущем, об интенсивности либо их разрушения вследствие абразии или размыва, либо нарастания в результате аккумуляции, а также о бюджете прибрежно-морских наносов. Эти представления в соответствии с теорией береговых процессов и практикой морского гидротехнического строительства могут быть получены в результате анализа

прибрежных волновых энергетических характеристик, под которыми подразумевается нормальная (перпендикулярная к берегу) и вдольбереговая составляющие потока волновой энергии (отнесенные соответственно к единице длины береговой линии или ширины береговой зоны) и различные производные от них величины, характеризующие динамику берега и подводного берегового склона.

Более привычным эквивалентом данного понятия, связанным с наносодвижущим действием волнения, может служить термин *емкость потока наносов*, обозначающий наибольшее количество наносов, могущее быть вовлеченным во вдольбереговое перемещение при определенной величине соответствующего потока волновой энергии, если общее поступление обломочного материала на рассматриваемый участок береговой зоны превышает транспортирующую способность этого потока или равно ей. В случае когда материала поступает меньше, т. е. емкость больше фактического количества наносов, не вся волновая энергия расходуется на их перемещение и излишек ее обуславливает размыв дна. В обратном случае образуется излишек наносов, для перемещения которых не хватает энергии и которые поэтому аккумулируются на подводном склоне. Зная волновые энергетические характеристики, можно достоверно оценивать вероятность реализации той или иной из рассмотренных ситуаций и, исходя из этого, обоснованно судить о возможных преобразованиях подводного склона и берега и о вероятных балансе и бюджете наносов.

В зависимости от поставленной задачи расчет указанных характеристик можно производить с различной детальностью. Так, чтобы выявить общую тенденцию развития берега с целью прогнозирования береговых процессов для воссоздания истории развития побережья и шельфа, следует ориентироваться на среднесуточные данные, обоснованные достаточно длинными рядами надежных наблюдений. Этому условию удовлетворяют таблицы повторяемости скоростей ветра по румбам, составляемые Гидрометеослужбой СССР по результатам длительных (25—40 лет) наблюдений, охватывающих, как правило, ряд последовательных циклов атмосферной циркуляции, а следовательно, вполне достоверных. Таким образом, в указанных и подобных им

случаях расчеты волновой энергии предпочтительней выполнять по данным о ветре (так называемый *ветроэнергетический метод*), имея в виду, что ими (наряду с глубиной водоема) в основном определяются параметры, а значит, и энергия волн.

При постановке более конкретных задач инженерного характера (например, исследование заносимости порта или подходного канала с целью планирования дночерпательных работ, расчет допустимых без ущерба для устойчивости берега изъятий материала из подводных или пляжевых карьеров и аналогичная задача о разработке прибрежно-морских россыпей) часто требуется определять потоки волновой энергии за определенные промежутки наибольшей активности литодинамического процесса (отдельные сильные штормы, последовательный их ряд, штормовой сезон) или для определенных сравнительно небольших участков береговой зоны, на которых расположены соответствующие объекты. В таких случаях существенное значение могут иметь кратковременные локальные флуктуации волнового режима, обусловленные особенностями данного участка (распределение глубин, уклоны дна, рельеф подводного склона, конфигурация береговой линии и изобат и т. п.), и расчет энергии волн по среднегодовым данным о режиме ветра может оказаться недостаточно детальным. Очевидно, что в перечисленных и аналогичных им случаях для расчетов лучше использовать данные непосредственных наблюдений за прибрежным волнением на соответствующем участке (так называемый *волноэнергетический метод*). Ряды таких наблюдений могут быть намного короче рядов наблюдений за ветром (достаточно, по-видимому, 3—5 лет), поскольку в береговой зоне под воздействием уменьшающихся глубин параметры волн (см. *волны*) выравниваются и разнообразие их существенно сокращается по сравнению с волнением в открытом море.

Возможны и другие цели исследований, но все они в той или иной степени близки к какой-либо из рассмотренных, исходя из чего и следует выбирать как исходные данные, так и метод, которым предпочтительнее выполнять расчет. При этом надо с большой осторожностью подходить к многочисленным эмпирическим формулам, обоснованным в большинстве случаев либо кратковременными рядами наблюдений, либо последователь-

ными измерениями на одном, произвольно выбранном участке побережья иногда в целом мало исследованного водоема, либо данными лабораторного эксперимента, но без достаточно строгого соблюдения критериев механического подобия береговых процессов (Попов, 1961 б, 1966 б). Хорошо отражая во многих случаях конкретные условия, в которых они были получены, эти формулы вряд ли могут быть распространены на иные условия без дополнительной проверки и соответствующих корректив.

Более надежны расчетные методы, основанные на положениях теории морских волн и динамики береговой зоны моря, или полуэмпирические, в той или иной степени учитывающие эти положения и подтверждаемые достаточно длительными рядами надежных систематических наблюдений. Наиболее известны из них методы А. М. Жданова (1951) и Б. А. Попова (1956) для расчета энергетической равнодействующей волнового режима по измеренным непосредственно в береговой зоне параметрам волн, а также модернизированный Р. Я. Кнапсом (1956) метод И. Мунх-Петерсена (1933) для расчета волновых энергетических характеристик по данным о ветре и аналогичный метод Союзморниипроекта (Лонгинов, 1966).

Всеми перечисленными методами, поскольку они основаны на подсчете полного потока волновой энергии из открытого моря в береговую зону, учитывается суммарный эффект воздействия на берег и подводный береговой склон как самих волн, так и возбуждаемых ими волновых течений. При этом два первых наиболее универсальны, поскольку в одинаковой мере учитывают эффект и ветровых волн (см. *волнение*) и зыби, а также влияние на трансформацию волн глубины воды и уклонов дна. К тому же методом Б. А. Попова равнодействующая волнового режима определяется в абсолютных единицах энергии, что часто бывает необходимо для теоретических и особенно практических расчетов. Поэтому во всех случаях, когда необходимо иметь наиболее детальную картину динамики береговой зоны, особенно за сравнительно короткий промежуток времени (например, при решении упоминавшихся инженерных задач), и имеются или могут быть получены без серьезных затруднений данные волновых наблюдений на интересующем исследователя, проектировщика или изыска-

кателя участке, для расчета потоков волновой энергии следует использовать эти методы.

Метод Р. Я. Кнапса по существу полуэмпирический, хотя и включает некоторые теоретические положения динамики морских волн, например, пропорциональность их потока энергии скорости ветра в третьей степени. Однако в расчет вводится не фактическая, а осредненная по времени скорость, чем в конечный результат вносится существенная и трудноопределимая погрешность. Кроме того, данный метод содержит ряд интуитивных и, следовательно, недоказуемых положений, в частности проведение касательных к графикам угловых функций (Кнапс, 1956). Поэтому в целом он теоретически недостаточно обоснован, но тем не менее вполне хорошо согласуется с многолетними данными о режиме прибрежно-морских наносов у юго-восточного побережья Балтийского моря. Потоки энергии определяются этим методом в условных единицах произвольной размерности, что исключает возможность использования его для получения их абсолютных величин. Диапазон условий, для которых применим данный метод, сужается и вследствие того, что им не учитывается эффект зыби и в явном виде — влияние глубины¹.

В общем удовлетворительные результаты, получаемые с помощью метода Р. Я. Кнапса для условий, достаточно близких в тем, применительно к которым он был разработан, позволяют использовать его для качественных оценок в случаях ограниченных относительно неглубоких бассейнов с умеренными приливами или нагонами и редкой повторяемостью зыби. Этому кроме упоминавшегося участка береговой зоны Балтийского моря удовлетворяют, по-видимому, аналогичные участки в Белом и Каспийском морях и в некоторых крупных озерах (Аральском, Ладожском, Онежском и др.). Для открытых глубоководных окраинных морей, Черного моря, глубоководных районов Каспия и для существен-

¹ Косвенно она, очевидно, входит в расчет в некотором обобщенном для данного бассейна виде, как фактор, искажающий показатель степени при длине разгона волн. Так, для Балтийского моря этот показатель эмпирически определен Р. Я. Кнапсом равным $\frac{1}{3}$, а для Северного, по Стивенсону (Мунх-Петерсен, 1933), его также эмпирическое значение равно $\frac{1}{2}$; согласно же теории, между энергией, которую ветер передает волнам, и длиной их разгона в глубоководном море существует линейная зависимость.

но мелководных морей (например, Азовское, Северный Каспий, арктические шельфовые моря и аналогичные им, в том числе и не морские, бассейны) данный метод применять рискованно.

Метод Союзморниипроекта достаточно обоснован теоретически и дает величины волновой энергии в абсолютных единицах (киловаттах), что позволяет получать с его помощью помимо качественных представлений о динамике береговой зоны необходимые количественные данные. Но он тоже не учитывает эффект зыби и влияние глубины на поток волновой энергии, что ограничивает область его применения в основном небольшими глубоководными водоемами, в которых послештормовая зыбь быстро затухает из-за малой длины разгона волн. Для мелководного моря этот метод, как и предыдущий, вряд ли может дать надежные результаты.

Все рассмотренные методы дают либо в какой-то мере осредненную по ширине береговой зоны (главным образом волноэнергетические), либо обобщенную по всей ее ширине (преимущественно ветроэнергетические) динамическую картину. Если же требуется знать локальные особенности энергетического поля волн (см. *волновое поле*), обусловленные местными особенностями рельефа дна, то наряду с определением прибрежных волновых энергетических характеристик (предпочтительно волноэнергетическими методами) следует строить по данным волновых наблюдений или по расчетным параметрам волн *планы рефракции*, анализ которых дает в этом случае хорошие результаты (Катагощин, 1977).

Прибрежные волновые энергетические характеристики

В трудах по динамике и геоморфологии морских берегов, динамике береговой зоны моря и морской гидротехнике наиболее часто используются следующие волновые энергетические характеристики: *энергетическая равнодействующая волнения* (более правильный синоним уже упоминавшейся *энергетической равнодействующей волнового режима*), иногда неверно называемая просто *волновой равнодействующей*; нормальная и вдольбереговая составляющие потока волновой энер-

гии в береговой зоне; размах миграций (рис. 45) — понятие, предложенное П. К. Божичем (1930) и широко используемое Р. Я. Кнапсом (1956), отражающее по существу один из элементов структуры волновой равнодействующей (Зенкович, 1962). Менее употребительны также также полезные для анализа динамики береговой зоны характеристики, как коэффициент аккумуляции и его существенный компонент — показатель абразии (Попов, 1972 б).

Энергетической равнодействующей волнения называется векторная сумма среднемноголетних годовых *румбовых потоков волновой энергии*, каждый из которых представляет собой осредненную за длительное время скалярную сумму частных потоков энергии, возникающих при волнении любой интенсивности и направления в пределах каждого морского по отношению к данному участку берега румба. Определяется Э. р. в. как замыкающая энергетического многоугольника (рис. 45 а), стороны которого образованы векторами румбовых потоков энергии, последовательно отложенными в принятом масштабе от произвольной точки (Мунх-Петерсен, 1933). Возможен и другой способ построения Э. р. в., когда ее румбовые составляющие сначала проектируются на параллельную и перпендикулярную к берегу линии, затем определяются алгебраические суммы тех и других проекций и по результирующим векторам строится энергетический треугольник (рис. 45 б); его замыкающая и будет искомой равнодействующей.

В одних случаях румбовый поток волновой энергии определяют как расход последней через сечение единичной ширины, перпендикулярное к волновому лучу (см. *волны*) или к направлению ветра в открытом море (соответственно при расчете волноэнергетическими методами или методом Мунх-Петерсена). В других (например, по методам Кнапса и Союзморниипроекта) — как расход через такое же сечение, но параллельное береговой линии («на единицу длины берега»). Последнее, по мнению многих исследователей, позволяет получить сопоставимые величины нормальной и вдольбереговой составляющих потока, но на самом деле это не так. Действительно, если нормальная составляющая потока в данном случае дает расход энергии через реальное, перпендикулярное ее направлению сечение, то «сечение»

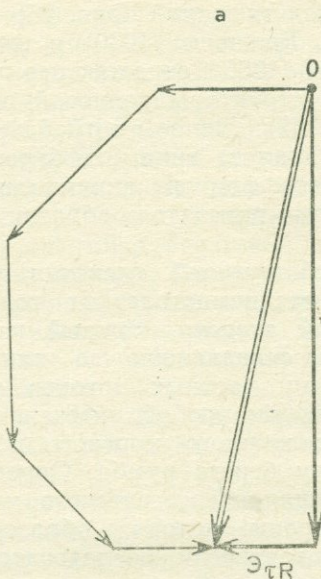


Рис. 45. Построение энергетической равнодействующей волнения (а) и суммарного вектора волновой энергии (б):

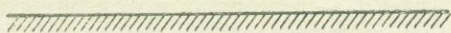
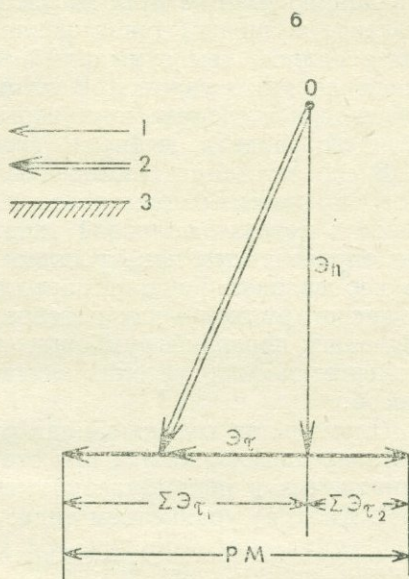
1 — румбовые потоки волновой энергии, 2 — равнодействующая (а) или суммарный вектор (б), 3 — берег; \mathcal{E}_{nR} — нормальная составляющая суммарного вектора волновой энергии (сумма нормальных составляющих румбовых потоков энергии),

вдольбереговой составляющей параллельно направлению переноса и поэтому она не может рассматриваться как реальный физический поток, характеризуемый тремя параметрами — величиной (расходом), направлением и поперечным сечением, через которое осуществляется расход.

При расчетах равнодействующей тем или другим из указанных способов получаются, естественно, разные ее величины и направления (азимуты), и во избежание путаницы эти случаи необходимо четко разграничить. Термин *энергетическая равнодействующая волнения* целесообразно, очевидно, сохранить за равнодействующей, рассчитанной первым способом, для которой он и был введен первоначально. При расчете же вторым способом лучше использовать термин *вектор суммарного потока волновой энергии* (Руководство., 1975) или, что правильнее, *суммарный вектор потока волновой энергии*,

$\mathcal{E}_{\tau R}$ — вдоль-береговая со-ставляющая равнодействующей;

$\Sigma \mathcal{E}_{\tau_1}$ — сумма вдольбереговых составляющих румбовых потоков справа (или слева) от нормали к берегу, $\Sigma \mathcal{E}_{\tau_2}$ — то же слева (или справа) от нормали, \mathcal{E}_{τ} — результирующая вдольбереговая составляющая, характеризующая, по Р. Я. Кнапсу (1956), вдольбереговой поток наносов; Р. М. — размах миграций



Существенное различие между этими понятиями заключается в том, что первое отражает в основном воздействие на динамику береговой зоны активных гидрометеорологических факторов, обусловленных режимами ветра и волнений (см. факторы динамики береговой зоны), в то время как вторым частично учитывается воздействие и пассивного геоморфологического фактора (пространственная ориентация данного участка береговой линии). Таким образом, \mathcal{E} р. в. дает обобщенное представление о динамике значительных по протяженности участков береговой зоны, а суммарный вектор более детально характеризует динамику ограниченных ее участков. Исключением служит равнодействующая, рассчитанная волноэнергетическими методами по параметрам волн (см. волны), измеренным на конкретном участке береговой зоны. В этом случае учитывается большой диапазон факторов, включая трансформацию и

рефракцию волн на пути их распространения до данного участка, а значит, такая равнодействующая дает еще более полное, чем суммарный вектор, представление о динамике этого участка. В зависимости от поставленной задачи и следует, как указывалось в преамбуле настоящего раздела, выбирать способ построения Э. р. в.

В соответствии с изложенным возможны и два способа определения нормальной и вдольбереговой составляющих потока волновой энергии. Согласно одному, они определяются как проекции Э. р. в. соответственно на перпендикулярную и параллельную берегу линии; согласно другому — как алгебраические суммы соответствующих проекций румбовых потоков энергии. В ветроэнергетических методах обычно применяется второй способ.

Нормальная составляющая румбового потока волновой энергии выражается при этом (если исключить упоминавшиеся в преамбуле интуитивные моменты метода Р. Я. Кнапса) уравнением вида:

$$\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0 \sin \alpha_0, \quad (1)$$

а вдольбереговая — уравнением:

$$\mathcal{E}_\tau = \mathcal{E}_0 \sin \alpha_0 \cos \alpha_0, \quad (2)$$

где \mathcal{E}_0 — румбовый поток энергии волн в открытом море через параллельное их фронту (перпендикулярное к лучу) сечение единичной ширины, т. е., как это чаще формулируется, «на единицу длины фронта волны» (см. *волны*); α_0 — *угол подхода* на морской границе береговой зоны, определяемый здесь и далее как угол между волновым лучом за пределами этой зоны и береговой линией¹.

Согласно широко распространенным определениям, введенным Р. Я. Кнапсом (1956), сумма нормальных составляющих потоков энергии от всех морских румбов называется *силой прибоя* и характеризует «лобовое» воздействие волнения на берег и подводный склон. Алгебраическая сумма вдольбереговых румбовых состав-

¹ Часто *углом подхода* считают угол между берегом и фронтом волны, или, что то же самое, между ее лучом и нормалью к берегу. В этих случаях тригонометрические функции в уравнениях (1), (2) и аналогичных им меняются на функции дополнительного угла. В (1) это приведет к замене $\sin \alpha_0$ на $\cos \alpha_0$, а вид угловой функции в (2) не изменится.

ляющих (составляющим противоположных направлений придаются разные знаки) — это так называемая *наносодвижущая сила*, характеризующая результирующее вдольбереговое перемещение наносов (вдольбереговой поток наносов). Термины эти нельзя признать удачными, поскольку они могут создать неправильное представление о физической сущности определяемых ими явлений. В действительности они относятся не к силе, как таковой, а к энергии. Лобовое воздействие фактически обозначает суммарную нормальную составляющую потока волновой энергии в береговой зоне (а не только в полосе прибоя). Термин *наносодвижущая сила* должен обозначать соответствующую ей вдольбереговую составляющую. В принципе обе они могут быть наносодвижущими, но именно вторая, не будучи потоком по существу, этому названию не удовлетворяет.

Арифметическая сумма румбовых вдольбереговых составляющих, дающая представление об общей энергии этих составляющих независимо от их направления, т. е. *размах миграций* (см. рис. 45), характеризует суммарное перемещение наносов в обе стороны вдоль берега при волнениях различных направлений. Размах миграций может быть значительным и при очень небольшой или даже равной нулю вдольбереговой наносодвижущей составляющей потока волновой энергии, когда, казалось бы, вдольберегового перемещения наносов не должно быть, а значит, не должны проявляться и связанные с ним эффекты размыва подводного склона, аккумуляции на нем обломочного материала и преобразования его в результате движения. Таким образом, анализ размаха миграций, если относить это понятие не к «наносодвижущим силам», а к реальным вдольбереговым составляющим румбовых потоков волновой энергии, может принести большую пользу при исследовании процессов истирания и диффузии наносов, их сортировки, а также процесса обогащения *прибрежно-морских россыпей*, не говоря уже о *заносимости* морских подходных каналов и *фарватеров*, интенсивность которой во многих случаях определяется преимущественно размахом миграций, а не величиной вдольберегового потока наносов.

Как и ряд рассмотренных терминов, не соответствуют своему назначению уравнения (1) и (2). В действительности, как было показано К. Фольбрехтом (Voll-

brecht, 1957) и Б. А. Поповым (1965), нормальная составляющая румбового потока волновой энергии на любом участке береговой зоны выражается соотношением:

$$\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0 \sin \alpha_0 \sin \alpha, \quad (3)$$

где α — местный угол подхода, т. е. угол подхода на данном участке береговой зоны, зависящий от степени рефракции волн и определяемый, исходя из законов рефракции (Шулейкин, 1935), соотношением:

$$\frac{\cos \alpha}{\cos \alpha_0} = \frac{c}{c_0} = \operatorname{th} 2\pi \frac{H}{\lambda}, \quad (4)$$

в котором c — фазовая скорость волны (индекс 0 относится к морской границе береговой зоны), а H и λ — соответственно глубина воды и длина волны в данном месте.

Если эффектом рефракции пренебречь (например, рассматривать волнение на морской границе береговой зоны), то $\alpha = \alpha_0$ и

$$\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0 \sin^2 \alpha_0. \quad (5)$$

Анализ уравнения (2), основанный на строгих теоретических предпосылках о потоках энергии или вещества, показывает, что определяемая им величина характеризует не вдольбереговой наносодвижущий поток волновой энергии, а работу сил тангенциального гидродинамического напряжения на поверхности параллельной берегу вертикальной стенки. Природным аналогом такой стенки может служить активный клиф, гидродинамическое напряжение на подверженной действию волн поверхности которого обуславливает его абразию. Учитывая это, указанную величину следует называть *вдольбереговым абразионным эффектом волнения* (\mathcal{E}_a), имея в виду, что при отсутствии клифа или аналогичной ему искусственной вертикальной стенки уравнение (2) не имеет физического смысла. С учетом рефракции данное уравнение принимает вид:

$$\mathcal{E}_a = \mathcal{E}_0 \sin \alpha_0 \cos \alpha, \quad (6)$$

где α , как и в (3), в общем случае определяется зависимостью (4), но в иных случаях возможны и другие зависимости.

Так, если волны перед клифом опрокидываются один раз и тут же разрушаются, что обычно бывает у при-

глубых берегов, надо применять уравнение для угла подхода на морской границе *волноприбойной зоны* (Попов, 1965)

$$\cos \alpha = 2 \left(\frac{h_0}{\lambda_0} \right)^{2/5} \cos \alpha_0, \quad (7)$$

в котором $\frac{h_0}{\lambda_0}$ — крутизна волны в *открытом море*.

При положении клифа выше последней со стороны моря линии опрокидывания волн и большом числе последовательных опрокидываний, что свойственно отменным берегам, применимо аналогичное уравнение для линии окончательного разрушения волн (Попов, 1971):

$$\cos \alpha = 5,65 \frac{h_0}{\lambda_0} \cos \alpha_0. \quad (8)$$

Есть соответствующие уравнения и для промежуточных ситуаций, учитывающие характер рельефа дна (Попов, 1971).

Полная вдольбереговая составляющая (\mathcal{E}_τ) на основе тех же теоретических предпосылок, что и нормальная, определяется уравнением:

$$\mathcal{E}_\tau = \mathcal{E}_0 \sin \alpha_0 \frac{\cos^2 \alpha}{\sin \alpha}, \quad (9)$$

в котором α , исходя из поставленных требований, может быть определена либо по соотношению (4) — для конкретного участка береговой зоны; либо по уравнению (7) — для внешней границы *волноприбойной зоны*; либо по зависимости (8) — для *прибойного потока*. На внешней границе береговой зоны в целом $\alpha = \alpha_0$ и

$$\mathcal{E}_\tau = \mathcal{E}_0 \cos^2 \alpha_0. \quad (10)$$

Полученная из (9) и (10) величина вдольбереговой составляющей дает расход энергии через сечение единичной ширины, перпендикулярное к линии берега, т. е. к направлению переноса, что полностью соответствует физическому понятию вдольберегового потока. Сумма этих составляющих от всех морских румбов дает общий вдольбереговой поток волновой энергии в параллельной берегу узкой (шириной 1 м) полосе береговой зоны, который и характеризует *наносодвижущий эффект* волнения в данной конкретной полосе. Чтобы иметь представление об этом эффекте для береговой зоны в

целом или для какой-либо характерной ее части (волноприбойная зона, прибойный поток), необходимо, очевидно, суммировать указанные конкретные потоки в соответствующих пределах, пользуясь соотношениями (4), (7) и (8). В среднем для береговой зоны величина вдольберегового потока может быть принята равной половине \mathcal{E}_τ , определенной по уравнению (10), а для волноприбойной (включая прибойный поток) — половине значения \mathcal{E}_τ , полученного из уравнения (9), при α , вычисленном по соотношению (7); если же при этом использовать соотношение (8), получится вдольбереговая составляющая для полосы прибойного потока. Во всех перечисленных случаях максимуму наносодвижущего эффекта соответствуют *углы подхода* (между волновыми лучами и линией берега) в диапазоне примерно от 23° при предельно крутых волнах ($\frac{h_o}{\lambda_o} \approx 0,14$) до $36-37^\circ$ при волнах очень малой крутизны ($\frac{h_o}{\lambda_o} \rightarrow 0$). Это хорошо согласуется с экспериментальными значениями указанных углов, полученными многими исследователями при опытах по *вдольбереговому перемещению наносов* как в лабораторных, так и в натуральных условиях (см. *угол «фи»*); в частности, упомянутые предельные значения получены французскими исследователями (соответственно Pélard-Considère, 1956; Sauvage, Vinsent, 1955).

Суммарная по всей ширине береговой зоны величина общих вдольбереговых потоков, характеризующая полный наносодвижущий эффект волнения в этой зоне, может быть названа *вдольбереговым наносодвижущим потоком волновой энергии*.

Следующие термины, определения и понятия, связанные с исследованием динамики береговой зоны, а также с расчетом и практическим применением волновых энергетических характеристик, требуют дополнительного пояснения.

ГЛУБОКОВОДНОЕ МОРЕ — море, в котором развитие ветровых волн не ограничивается глубиной. Это определяется не абсолютной величиной последней, а значением безразмерного отношения gH/v^2 (g — гравитационное ускорение, H — глубина, v — скорость ветра), которое может быть названо кинематическим показателем глубины. Таким образом, понятие

глубоководности относительно и тесно связано со скоростью возбуждающей волны ветра: при одних волнениях одно и то же море (или его часть) можно считать *глубоководным*, при других — *мелководным*. В соответствии с формулами, связывающими параметры волн с кинематическим показателем глубины (Руководство..., 1969), при $gH/v^2 > 3$ расчет потоков волновой энергии надо производить для условий Г. м., согласно которым при данной скорости ветра величина частного секундного потока энергии через единичное сечение, перпендикулярное к волновому лучу (см. *румбовый поток волновой энергии*), определяется уравнением:

$$\mathcal{E} = k\rho v^3 x,$$

в котором k — безразмерный коэффициент; ρ — массовая плотность воздуха; v — скорость ветра; x — длина разгона волн. Если считать разгон в километрах, а энергию в тоннометрах, то, исходя из данных Союзморниипроекта (Лонгинов, 1966), $k\rho \approx 3 \cdot 10^{-6}$. Чтобы получить частный годовой поток, надо \mathcal{E} умножить на выраженную в секундах общую продолжительность данного ветра в течение года, определяемую его повторяемостью, а в замерзающих морях — также сроками и длительностью ледового периода, когда берег бывает защищен от воздействия волн припаем или блокирующим береговую зону дрейфующим льдом (см. *длина разгона волн*). Выраженная в долях года среднемноголетняя продолжительность этого периода, или так называемый *ледовый коэффициент* (Кнапс, 1956), для многих морей Советского Союза определена В. А. Совершаевым (1976).

ДЛИНА РАЗГОНА ВОЛН — путь ветровых волн от места их зарождения, а в относительно небольших бассейнах (например, Балтийское, Белое и близкие к ним по размерам моря и озера) — от морской границы береговой зоны на наветренном при данном волнении берегу до аналогичной границы на подветренном. В арктических открытых морях роль наветренного берега часто выполняет кромка сплоченного дрейфующего льда, который в отдельных районах может образовывать крупные ледяные (ледовые) массивы, не исчезающие в течение всего лета и полностью блокирующие берег от воздействия волн. До определенного предела, при котором рост ветровых волн в глубоководном море прекра-

щается, поток волновой энергии находится в прямой зависимости от Д. р. в. При Д. р. в. больше предельной величины поток волновой энергии становится постоянным. Поэтому, производя расчет волновых энергетических характеристик по данным о ветре, необходимо убедиться, что фактическая величина Д. р. в. меньше предельной. В противном случае энергию надо рассчитывать по предельному разгону, который применительно к данному случаю хорошо определяется соотношением:

$$x_{пр} = 3v^2,$$

где v — скорость ветра (м/с), а $x_{пр}$ выражается в километрах (Титов, 1969).

Все это не относится к *мелководному морю*, в котором развитие волнения ограничивается не столько Д. р. в., сколько глубиной.

КОЭФФИЦИЕНТ АККУМУЛЯЦИИ — отношение количества наносов, остающихся в процессе вдольберегового перемещения на данном участке береговой зоны, к общему количеству поступающих на него наносов. Методика расчета К. а. изложена в работе Б. А. Попова (1972 б). В общем виде он выражается уравнением

$$K_a = 1 - (\eta + P_a),$$

где η — суммарная доля в поступающих на участок наносах частиц мельче 0,1 мм и потерь на *истирание*, а P_a — *показатель абразии*, характеризующий размыв на данном участке и определяемый свойствами наносов и слагающих берег пород, характером источников питания (абразия или размыв берега, твердый речной сток и пр.) и значениями прибрежных волновых энергетических характеристик.

По величине К. а. можно судить о тенденции в развитии береговой зоны. Если он близок к единице, следует ориентироваться на устойчивое развитие аккумулятивного процесса и нарастание берега, если к нулю — берег находится в неустойчивом состоянии. Отрицательное значение К. а. указывает на тенденцию берега к отступанию вследствие размыва, тем более интенсивного, чем больше показатель абразии. Расчет К. а. полезно производить как при исследовании динамики береговой зоны в научных целях, так и особенно при изыскательских работах под морское гидротехническое строительство в качестве их предварительного этапа, дающего исходные

данные для обоснованного планирования этих работ. Необходимо знать величину K , а также при выборе участков для *подводных и пляжевых карьеров и отсыпки искусственных пляжей*.

МЕЛКОВОДНОЕ МОРЕ — крупный водоем, в котором развитие ветровых волн ограничивается глубиной. Это условие определяется совокупностью следующих двух соотношений:

$$gH/v^2 < 3$$
$$\text{и } x_{\min}/H \geq 6,5(gH/v^2)^{0,4},$$

где x_{\min} — длина разгона волн в километрах от места их зарождения до участка, на котором их рост прекращается, а H — глубина на длине разгона в метрах.

Если второе соотношение не выполняется, то и при выполнении первого расчет волновых энергетических характеристик следует производить по условиям глубоководного моря.

В М. м. частный секундный поток волновой энергии (см. *глубоководное море*), исходя из соотношений между параметрами волн, глубиной воды и скоростью ветра (Руководство., 1969), определяется выражением

$$\mathcal{E} = k\rho g^{2/5} \left(\frac{H}{v^2} \right)^{7/5} v^5,$$

где при исчислении энергии в тоннометрах

$$k\rho g^{2/5} = 4,9 \cdot 10^{-5}.$$

Годовой поток энергии подсчитывается так же, как и в случае глубоководного моря.

МЕХАНИЧЕСКОЕ ПОДОБИЕ — полное взаимное соответствие (гомология) механических систем (явлений, процессов), при котором результаты исследования одной из них могут быть вполне достоверно распространены на другие. М. п. включает следующие обязательные условия: во-первых, геометрическое подобие, согласно которому соответственные системы, их части и компоненты должны иметь одинаковую форму, а все соответственные их линейные величины (размеры, пути, амплитуды, деформации и т. д.) должны находиться в одном и том же отношении, определяемом линейным масштабом; во-вторых, кинематическое подобие, выражаемое масштабом времени, одинаковым для всех соответственных временных характери-

стик (периодов, циклов, стадий и других характерных интервалов времени); в-третьих, динамическое подобие, т. е. подобие в сопоставляемых системах соответственных сил, характеризующееся одинаковостью для сил любой физической природы масштабом. Сочетая три указанных масштаба в комбинациях, отвечающих формулам размерности сложных физических величин (скорости, ускорения, энергии, импульса, потока энергии и др.), можно получить масштабы этих величин, надежно характеризующие их соотношения в сравниваемых системах.

Принцип М. п. является основой *моделирования* природных процессов и явлений, что позволяет во многих случаях исследовать их с меньшей затратой времени и средств, а часто и более детально, чем в натуре. В полной мере это относится к системам, подчиненным действию сил только одной физической природы (гравитационных, инерционных, вязкостных и др.); модель такой системы всегда может быть построена в достаточно мелком масштабе. Если же явление или процесс характеризуется действием сил различной физической природы (например, всех трех указанных), то возможности выбора масштаба модели значительно сужаются (Гидравлическое моделирование, 1947). Сказанное относится и к динамике береговой зоны моря, в частности к абразии морских берегов (Попов, 1966 б) и к процессу перемещения прибрежно-морских наносов (Попов, 1961 б). Возможность его воспроизведения на модели некоторыми исследователями вообще отрицается (Griesseier, Vollbrecht, 1957), хотя в интервале достаточно крупных линейных масштабов это в большинстве случаев осуществимо.

Одним из видов крупномасштабного моделирования береговых процессов является широко распространенный *метод природных аналогий*, заключающийся в том, что вместо искусственно созданной модели для экспериментов используется естественный аналог изучаемого объекта в виде либо удобного для исследований и легкодоступного участка береговой зоны, либо обособленной части моря (залив, губа, бухта и т. д.), близкой ему по очертаниям и гидрометеорологическому режиму, либо сравнительно хорошо изученного водоема в целом (например, аналогом для Онежского озера по очертаниям может быть Рыбинское водохранилище). Во мно-

гих случаях использование М. п. а. более целесообразно, чем построение искусственной модели, особенно если по условиям механического подобия она должна быть существенно крупномасштабной. Но и в этом случае надо по возможности наиболее полно придерживаться масштабных соотношений, налагаемых принципом механического подобия, особенно соотношений между длительностями процесса до какой-либо определенной стадии развития берега, выражаемых обобщенным масштабом времени (Попов, 1977), а также между характерными скоростями (течений, волновыми, аккумуляции и т. п.), свойствами наносов и слагающих берег пород (в частности, устойчивостью их к разрушению волнами) и обязательно соотношения между энергетическими равнодействующими волнения.

Разновидностью М. п. а. является строительство *берегозащитных сооружений*, основанных на использовании природных форм самозащиты берега, например создание подходящих условий для формирования равновесных *аккумулятивных береговых дуг* (Попов, 1965, 1972 б; Сокольников, 1976), *отсыпка искусственных пляжей* и т. п.

ОТКРЫТОЕ МОРЕ — море за пределами береговой зоны.

ПЛЯЖЕВЫЙ КАРЬЕР — участок пляжа, откуда наносы систематически и в большом количестве изымаются в качестве строительного материала.

ПОДВОДНЫЙ КАРЬЕР — то же применительно к подводному береговому склону.

ПРИБРЕЖНО-МОРСКАЯ РОССЫПЬ — участок пляжа или подводного берегового склона с высокой концентрацией в наносах частиц твердых полезных ископаемых. По существу это аккумулятивное образование преимущественно из мелкообломочного материала, сформированное в береговой зоне под действием волнений и совместным действием волн и течений обогащенное полезным компонентом до общих содержаний и концентраций, при которых извлечение последнего при современных технологии добычи и состояния сырьевой базы представляется экономически целесообразным. Если не учитывать хозяйственно-экономический аспект, то аналогичный объект будет уже не россыпью, а накоплением полезного компонента, не имеющим промышленной ценности.

П. м. р. подразделяются на автохтонные и аллохтонные. К первым относятся россыпи, в которые полезный компонент поступает непосредственно на участке их формирования (от абразии или размыва берега, с твердым стоком реки, в результате переработки промежуточного коллектора, находящегося на этом участке, и т. д.). Во вторые этот компонент поступает со стороны вследствие эффекта, обусловленного наличием вдольберегового потока волновой энергии.

Обогащение автохтонных П. м. р. происходит путем естественного шлихования, т. е. отмыва легких частиц пустой породы в результате взмучивания их волнами и выноса взвеси за пределы данного участка вдольбереговыми, компенсационными и иными течениями. Следовательно, их формированию благоприятствует преобладание сравнительно слабых волнений и наличие условий для интенсивного выноса взвеси. В последнем смысле особенно благоприятны участки дивергенции вдольбереговых потоков энергии.

Аллохтонные россыпи обогащаются в результате естественной сепарации, в процессе которой частицы полезного компонента, взвешенные волнами на участке поступления в береговую зону содержащего их материала, перемещаются несущим потоком на некоторое расстояние и выпадают в массовом количестве там, где мощность этого потока резко уменьшается, но остается достаточной для дальнейшей транспортировки легкой пустой породы. Среднемноголетним эквивалентом несущего потока в данном случае может служить вдольбереговой наносодвижущий поток волновой энергии. Таким образом, для формирования аллохтонных П. м. р. благоприятны сильные косые волнения, при которых могут быть взвешены и перенесены на значительные расстояния вдоль берега тяжелые частицы полезного компонента, а образования таких россыпей следует ожидать на участках достаточно резкого уменьшения величины (расхода) указанного потока.

К П. м. р. относятся также *россыпи слоя волновой переработки*.

РАСХОД — количество энергии или вещества (например, наносов), переносимое в единицу времени через перпендикулярное направлению их перемещения сечение данного потока. В динамике береговой зоны расход волновой энергии принято определять в тоннометрах

через сечение единичной ширины в год (см. *прибрежные волновые энергетические характеристики*), а наносов — в кубических метрах в год через все сечение береговой зоны или какой-либо из ее частей (волноприбойная зона, пляж и т. п.).

СРЕДНЕМОГОЛЕТНИЙ ПОТОК ВОЛНОВОЙ ЭНЕРГИИ — годовой ее поток, осредненный за длительный период времени. Обычно вообще под потоками волновой энергии, если это специально не оговаривается, подразумеваются именно среднемоголетние. В основу расчета С. п. в. э. кладется секундный поток энергии волн (см. также *прибрежные волновые энергетические характеристики, глубоководное море, мелководное море*).

СТРУКТУРА ВОЛНОВОЙ РАВНОДЕЙСТВУЮЩЕЙ — последовательность смены различных волновых энергетических характеристик у участка берега, для которого строится равнодействующая, обусловленная сменной волнений различного направления и силы. От близкого по существу понятия волновой режим С. в. р. отличается тем, что учитывает воздействие на динамику береговой зоны не только волнового фактора, но и некоторых геоморфологических, например экспозицию данного участка берега относительно румбовых потоков энергии при расчете равнодействующей *ветроэнергетическими методами* и, кроме того, уклон прибрежного дна и рельеф подводного берегового склона — при использовании *волноэнергетических методов* (см. *прибрежные волновые энергетические характеристики*).

Терминология, связанная с морскими гидротехническими сооружениями и изысканиями

АЭРОМЕТОДЫ — изучение береговой зоны, включающее визуальный осмотр с самолета, аэрофотосъемку, установление принципов дешифрирования и само дешифрирование. А. дают хорошие результаты при изучении подводного берегового склона. Повторные аэросъемки важны для прослеживания изменений положения береговой линии во времени. Техника применения метода и получаемые результаты описаны в ряде монографий, а также в специальном альбоме фотографий (Гурьева и др., 1976).

БАЙПАССИНГ (bypassing) — способ борьбы с заносимостью путем перекачки береговых наносов с одной стороны порта (или морского канала) на другую. Применяется при существовании мощного вдольберегового потока наносов. Со стороны подхода наносов устанавливается стационарный или передвигаемый по эстакаде рефулер. Трубопровод укладывается или по дну через акваторию порта, или в обход сооружений по суше. Б. — весьма эффективное средство для борьбы с подветренным размывом берега и заносимостью как портов, так и других гидротехнических сооружений с подветренным размывом берега. Б. применяется уже около 20 лет на восточном берегу США, в Мексике и в Индии (Вгипп, 1973).

БАНКЕТ — сооружение для защиты берега в виде широкой отсыпки из камня, фасонных массивов или горной массы. Применяется для защиты берега от разрушения волнами. Используется в тех случаях, когда берег не предназначен для курортного использования или если другие виды берегозащиты экономически нецелесообразны.

БЕРЕГОЗАЩИТНЫЕ СООРУЖЕНИЯ (coast protecting structures) — гидротехнические сооружения для защиты морского берега от размыва и разрушения. Они могут быть продольными (откосные облицовки, вертикальные и вогнутые; волноотбойные стены; подводные волноломы) и поперечными (буны, траверсы, шпоры). Б. с. или принимают на себя удар волны (пассивные), или служат для накопления пляжевых и донных наносов и удержания их от перемещения на большие глубины (активные). Иногда возводятся волногасящие барьеры или отсыпки (см. *банкет*) из глыб, крупного камня (горной массы) или наброски из бетонных фасонных массивов вдоль берега, даже укрепленного волноотбойной стеной.

БЕРМЫ — элементы инженерной защиты берегов. В отличие от *бермы пляжевой* это разнообразные по материалу, горизонтальные или слабо наклоненные к морю сооружения у основания (см. *берегозащитные сооружения*) волноотбойных стен, у голов бун или непосредственно у подножия клифа. Б. могут быть либо бетонными, либо состоять из набросок фасонных массивов или горной массы. В последнем случае применяется также наименование «банкет». Одна из целей приме-

нения Б. — уменьшать высоту *взброса волны* при малой ширине пляжа.

БУНА (groynes) — поперечное берегозащитное сооружение, предназначенное для накопления пляжа, предохраняющего берег от размыва. Современная Б. представляет собой массивовую (гравитационную) или свайную конструкцию, построенную перпендикулярно, реже — под острым углом к линии защищаемого берега. У берегов, сложенных грунтами, допускающими забивку свай, могут применяться Б. свайные и свайно-шпунтовой конструкции. Там, где берег не предназначен для курортного использования, сооружаются Б. из наброски массивов. Ранее применялись также ряжевые Б. У песчаных берегов чаще применяются свайные Б. Иногда между сваями оставляют промежутки, придающие конструкции определенную сквозность (ажурные буны). Б. гравитационного типа возводятся в тех случаях, когда можно заложить их основания на коренных породах, устойчивых валунных или других трудноразмываемых грунтах. В настоящее время предложен ряд усовершенствованных типов Б., облегчающих и удешевляющих строительство (например, Б. на бетонных колоннах — оболочках).

Длину Б. принимают в зависимости от рельефа подводного берегового склона, степени его размываемости и условий поступления наносов на укрепляемый участок. Расстояния между ними определяют с учетом направления штормовых волн или энергетической волновой равнодействующей так, чтобы подветренный участок пляжевого накопления в межбунных отсеках не обнажался во время штормов, а с наветренной стороны нижний край накопления не выдвигался бы за голову Б. На песчаных берегах расстояние между Б. обычно принимается равным 1—1,5 их длины. В необходимых случаях оно может быть уточнено с учетом конкретных динамических условий на данном участке береговой зоны (Попов, 1965, 1972 а; Сокольников, 1976). На галечных берегах Б. должна быть выше естественной поверхности пляжа по всей его длине. Длина Б. не может быть менее 30—40 м. Расстояния между ними определяются расчетом.

Вдоль ровных берегов обычно возводятся серии Б. — так называемые гребешки (рис. 46) общей длиной иногда до нескольких километров. Для защиты неболь-

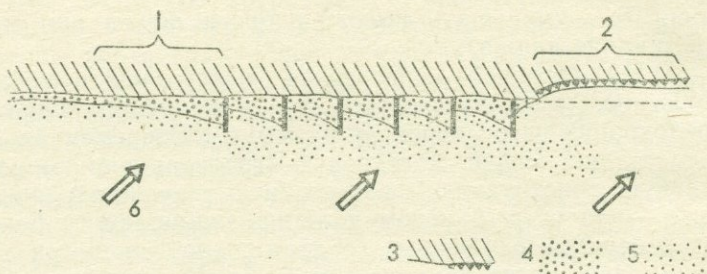


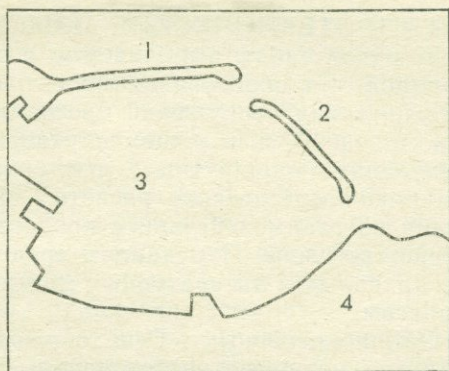
Рис. 46. Типичные изменения берега после возведения «гребенки» буй:

1 — участок наветренной аккумуляции; 2 — участок низового размыва; 3 — коренной берег и новообразованный клиф; 4 — надводные накопления гальки; 5 — подводный шлейф гальки; 6 — направление равнодействующей волнового режима

ших объектов или у берегов с неровными очертаниями могут быть эффективными одиночные Б. Хороший результат Б. дают при наличии *вдольберегового потока наносов*. Однако они значительно изменяют поперечную структуру потока. С подветренной стороны серии Б. часто возникают *низовые размывы*, так как материал потока задерживается (временно) *в межбунных отсеках (карманах)*. Для избежания размывов принято производить искусственное заполнение карманов привозным материалом. Такое заполнение обязательно там, где поток имеет дефицит нагрузки. Отсыпaeмый материал должен соответствовать по крупности местным природным наносам, а лучше — быть несколько крупнее, чтобы указанная допустимая крупность была достигнута после истирания.

ВНЕШНИЕ ОГРАДИТЕЛЬНЫЕ СООРУЖЕНИЯ — сооружения, ограждающие акваторию порта со стороны моря от ветра, волнения и наносов. К В. о. с. относятся *волноломы* и *молы* (рис. 47). Обычно они бывают сплошными и создают преграду во всей толще воды, от дна до вершин штормовых волн. Одиночные молы возводятся при наличии естественной защиты порта мысами, косами, островами от преобладающих ветров и волнений. Парные, сходящиеся под углом молы возводятся на прямолинейных открытых морских берегах (Ейск, Вентспилс). Парные встречные молы применяются в

Рис. 47. Внешние огра-
дительные соору-
жения пор-
тов (порт Ко-
ломбо):
1 — мол; 2 —
волнолом; 3 —
акватория пор-
та; 4 — берег



бухтах, недостаточно укрытых от волнения (Новорос-
сийск).

Сочетание мола и волнолома применяется при боль-
шой ширине входа в бухту (порты Бердянск, Коломбо).
Ограждение значительных портовых акваторий иногда
производится более сложным сочетанием нескольких
молов и волноломов (Одесса). У корней молов с их
внешней (морской) стороны (в пазухе береговой линии)
часто накапливаются наносы. Иногда они выдвигаются
к голове мола и обуславливают заносимость судового
хода. При наличии вдольберегового потока наносов мол
является для них полным *непропуском*, что вызывает
очень крупные *низовые размывы* берега (например, Со-
чи, Очамчира, Вентспилс). Волноломы создают сзади
себя *волновую тень*, в которой также могут накапли-
ваться наносы. Это ограничивает возможность их при-
менения (Кнапс, 1950).

ВОЛНООТБОЙНАЯ СТЕНА (СТЕНКА) — конст-
рукция из массивных бетонных элементов (часто с об-
лицовкой), обычно с криволинейным очертанием перед-
ней грани, которая отражает набегающую волну. В. с.
служит пассивным элементом защиты берега от разру-
шения волнами.

В. с. вызывают размывы пляжей, так как отражен-
ная волна смывает наносы от их подножия на подводный
береговой склон. По этой причине в настоящее время
они применяются лишь в комплексе с пляженакапливаю-
щими сооружениями (буны, подводные волноломы).

ГИДРОТЕХНИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ — совокупность видов работ, выполняемых с целью получения материалов для обоснования проектов строительства гидротехнических сооружений в прибрежной зоне моря. В комплекс Г. и. в общем случае входят натурные исследования (маршрутные, повторные, стационарные), эмпирико-теоретические расчеты, моделирование сооружений во взаимодействии с процессами, протекающими в береговой зоне. Изысканиям предшествует сбор и анализ архивных и литературных материалов по изучаемым вопросам.

Обычно основными Г. и. являются топографическая съемка и натурные исследования. Последние включают геолого-геоморфологическое обследование побережья, гидрологические изыскания, морфо-литодинамические исследования. Обследование проводится в начале работ, изыскания и исследования ведутся в течение более длительного времени. Одновременно с гидрологическими изысканиями ведутся наблюдения за наносами. При этом желательна привязка к многолетнему ряду наблюдений. В результате Г. и. составляются таблицы режимных функций гидрологических факторов, характеризующиеся средними и экстремальными значениями числовых параметров и повторяемостью этих параметров во времени. Они используются затем для последующих расчетов направления движения наносов и процессов заносимости.

Геолого-геоморфологическое обследование побережья — один из основных видов натуральных исследований, необходимых для изучения режима наносов и динамики берегов. Оно включает геологическое обследование, инженерно-геологическую съемку береговой зоны, геоморфологическую съемку побережья и морфолитодинамические исследования. Состав и методика исследований различны в разных природных условиях: на абразионных и аккумулятивных берегах, на берегах приливных и замерзающих морей и др. В результате геолого-геоморфологических работ помимо текстового описания составляются геоморфологические и морфодинамические карты-схемы побережья в масштабах 1 : 25 000, 1 : 10 000 и крупнее; они содержат в числе других сведения о путях миграции наносов и являются основой для составления программы гидрологических изысканий и литодинамических исследований (Руководство., 1975).

ДАМБА (dam) — гидротехническое сооружение в виде насыпи, создаваемое для защиты прибрежных территорий от затопления во время нагонов и для защиты морских подходных каналов от заносимости. В первом случае они называются **напорными**, во втором — **безнапорными**. В устье рек и в портах на приливных морях устраивают **направляющие Д.**, служащие для регулирования течений. Д., ограждающие морской канал, могут быть построены с одной его стороны или с обеих. Конструкции оградительных Д. могут быть различными: деревянными, ряжевými, земляными из рефулированного грунта, деревянными из двух сплошных рядов свай с каменным наполнением. Часто Д. состоят из глиняного (не фильтрующего) ядра и песчаного покрова. На его поверхности обычно производят посадки растительности (см. *закрепление авандюн*). Подножия Д. с внешней стороны принято защищать облицовками или берегозащитными покрытиями.

Берегозащитные Д. сооружены на очень больших протяжениях берегов Голландии, ФРГ, Дании. Они строились с XV в. на поверхности песчаных береговых баров. Акватории за ними осушены с помощью насосов и превращены в *польдеры*.

ДНОУГЛУБЛЕНИЕ — работы по увеличению глубины на фарватере, в канале или в акватории порта. Д. производится с помощью специальных судов — землечерпательных снарядов, ковшовых (черпаковых) или сосущих (рефулеры). Д. может быть капитальным, если дно впервые углубляется до необходимой глубины, и ремонтным, когда периодически (обычно перед навигацией) извлекаются наносы, отложенные под действием зимних штормов или речных паводков. Вычерпанные наносы удаляются от места черпания или путем рефулирования или отвозятся в шаландах на свалки грунта, которые надо располагать за пределами береговой зоны, не ближе 2 км от места черпания по направлению преобладающих штормов.

ЗАКРЕПЛЕНИЕ АВАНДЮН хворостяными (иногда камышовыми) заборами. Хворостины втыкают в песок плотными рядами или в шахматном порядке. По мере того как вызываемое ими накопление песка погребает заборы, хворостины подтаскиваются выше, и так несколько раз, пока процесс накопления не ослабевает по природным причинам. Широко применяется как вспомо-

гательное средство защиты берегов от размыва. Состав растительности меняется в зависимости от климатических условий. В умеренных широтах (например, в Балтийском море) практикуется посадка сухолюбивой злаковой и травяной растительности на дюнах и кустарниковой — на глинистых откосах.

ЗАНОСИМОСТЬ (siltation) — естественный процесс накопления наносов в морских подходных каналах, в портах и пазухах оградительных сооружений. З. происходит под влиянием внешних и внутренних причин. К первым относится выпадение в прорезь канала части наносов, перемещаемых во взвеси или по дну; ко вторым — в основном деформация прорези вследствие оползания или обрушения ее боковых откосов. Накопление песчаных и более крупных наносов происходит также с внешней стороны оградительных сооружений. После заполнения входящего угла подводный край накопления становится источником подходного канала. Это заставляет иногда неоднократно удлинять портовые молы (например, в Порт-Саиде — до 8 км).

Наиболее надежные методы предварительного расчета З., предложенные Л. А. Логачевым (1966) и Н. Д. Шиловым (1973), основаны на статистических данных о фактической заносимости каналов, определяемой по материалам систематических повторных промеров.

Формула Логачева применяется для глубины до 13 м и имеет вид:

$$P = a \frac{h_b^3}{H_0},$$

где P — средний для всего канала среднемноголетний коэффициент заносимости; h_b — высота волны обеспеченностью 1% в системе волн 4—5%-ной обеспеченности; a — коэффициент, равный 0,5 для илов, 0,4 — для заиленных песков, 0,3 — для песков (при дефиците наносов и для каналов, проложенных под острым углом к берегу, рекомендуется принимать $a=0,15$); H_0 — исходная глубина прорези.

Коэффициент P позволяет предсказать толщину годового слоя отложившихся на дне канала наносов в любом месте канала, а следовательно, и объем наносов.

Более общая зависимость Н. Д. Шишова учитывает арифметическую сумму абсолютных значений румбовых

составляющих потока энергии ветра, поскольку канал поглощает часть наносов, перемещаемых в любом направлении. Она выражается соотношением:

$$\Delta h_0 = a \left(1 - \frac{H_\delta}{H_0} \right),$$

в котором Δh_0 — толщина среднего для всего канала слоя наносов в границах нижних бровок за многолетний период (см); H_δ — средняя глубина моря по трассе канала (м); H_0 — проектная (исходная) глубина канала (м); коэффициент $a = 100E_w^2$, где E_w — сумма румбовых потоков энергии ветра, передаваемая водной поверхности за соответствующий период, т. е.

$$E_w = \sum e, \quad a \quad e = \rho \omega^N D^m,$$

где ρ — повторяемость ветра в пределах данного румба или полурумба (в долях единицы); ω — осредненная за год скорость ветра (м/с); D — длина разгона ветра над водной поверхностью (км); N, m — показатели степени, различные в разных условиях и у разных авторов.

Основной метод защиты каналов от З. — создание запаса глубины путем переуглубления их прорезей. Другой метод — создание наносоулавливающих прорезей (см. *прорезь-ловушка*). Сооружаются также наносозащитные сооружения капитального характера в виде сплошных преград, защищающих канал от наносов и волнения (см. *дамба*).

ИНДИКАТОРЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ НАНОСОВ — вещества, применяемые для определения направления и интенсивности скорости перемещения наносов. Для песка используются различные изотопы, а также люминофоры, которыми окрашивают материал, взятый с изучаемого участка. Применяемые изотопы должны обладать интенсивным альфа- или гамма излучением (иногда смешанным) и длительным периодом полураспада. Имеется успешный опыт использования двадцати изотопов различных металлов. Для изготовления И. п. н. природный песок обрабатывается в атомном реакторе или облекается содержащей радионуклид пленкой. Иногда изготавливается стекло, содержащее изотоп, которое затем дробится и просеивается до крупности и сортировки, отвечающих естественному песку.

Для окраски песка люминофорами применяют связующие вещества; наиболее удобное из них — агар-агар.

В специальном барабане или в бетономешалке смешивают песок с порошкообразным красителем. Затем туда же добавляют раствор связующего, перемешивают снова, а затем сушат. Тот или иной индикатор определенными порциями (десятки и сотни килограммов — окрашенного люминофорами песка) загружается в намеченных местах на подводный береговой склон. Затем через определенные промежутки времени в различных направлениях от места загрузки по установленным заранее створам отбирают пробы. Во время волнения работа производится водолазами. Высушенные пробы просматриваются в люминоскопе, где производится обнаружение и подсчет светящихся зерен. Существуют установки с фотоэлементами для автоматического подсчета. По количеству зерен индикатора в каждой пробе определяется преимущественное направление перемещения песка и относительная интенсивность этого процесса. Среднюю скорость перемещения определяют путем деления длины пройденного индикатором пути на время.

При использовании изотопов по определенным створам через заданное время по дну протаскивают с судна счетчик Гейгера, фиксирующий число импульсов. Из полученных величин вычитают интенсивность естественного радиоактивного фона, определенного заранее. Метод люминофоров, разработанный в СССР, имеет перед радиоизотопным следующие преимущества: он позволяет одновременно работать с различно окрашенным, разной крупности материалом (промышленностью выпускается до 10 люминофоров разной, хорошо различимой окраски), получать сравнимые данные с разных глубин и из разных зон; этот метод много дешевле, чем радиоизотопный и не связан с опасностью для здоровья работающих. Недостатком люминофорного метода является его большая трудоемкость и необходимость участия в опытах целой группы ныряльщиков или водолазов.

Для изучения перемещения крупных обломков по пляжу применяется щебень пористых пород той же средней гидравлической крупности, что и естественная галька. Щебень погружается в ванну с окрашенным цементным раствором, а затем высушивается. Можно применять также неокрашенные обломки, если они по внешнему виду, цвету и структуре отчетливо отличаются от галечника исследуемого района. После каждого шторма подсчетом индикатора, взятого с поверхности пляжа,

определяют ареал его разноса волнением. Принципы расчета скорости и перемещения те же, что и при работе с песком.

Методика работы с И. п. н. изложена в следующих источниках: Жданов, 1951; Айбулатов, 1966; Зенкович и др., 1976; Ингл, 1971.

ИСКУССТВЕННЫЙ ПЛЯЖ — одно из сооружений для защиты берегов от размыва или для расширения пляжа в бальнеологических целях. Наносы для И. п. или завозятся извне, или рефулируются на берег с прилегающего дна. Создание И. п. широко распространено во многих странах. Они могут быть образованы как под защитой задерживающих наносы сооружений (бун, подводных волноломов), так и непосредственно на открытом берегу. В отечественной практике известны удачные примеры песчаных одесских и галечных сочинских и южнокрымских И. п. в межбунных отсеках. И. п. без дополнительных сооружений неудачно предложено называть свободными (Гречищев и др., 1972). В геоморфологической литературе им дано более правильное название — не огражденные. Такие И. п. созданы и практически не размываются в Геленджикской (Айбулатов, Погодин, 1974) и Планерской бухтах на Черном море. Наиболее широко И. п. применяются на атлантическом побережье США, где велики запасы песка на дне. Эти пляжи размываются за несколько лет, но экономически выгодно их повторное восстановление рефулированием.

КАНАЛ ПОДХОДНОЙ — искусственное углубление дна водоема, обеспечивающее заход в порт судов с большой осадкой. Соединительные каналы прокладывают между двумя бассейнами с целью сокращения пути следования судов (Керчь-Еникальский, Суэцкий, Панамский и др.). В зависимости от расположения порта трасса К. п. может проходить через прибрежную (береговую) отмель, береговой бар, залив, лиман, речное русло или участок суши.

Вследствие большой заносимости поддержание в К. п. судоходных глубин весьма сложно и требует значительных расходов. Открытые каналы на наиболее заносимых участках иногда ограждают молами, ряжевыми или земляными дамбами. Длина К. п. может быть очень большой (например, Волго-Каспийский тянется более чем на 100 км).

При определении трассы канала учитываются не только наиболее выгодные естественные глубины, но и направление господствующих ветров и течений.

Рекомендация выбора направления К. п. и прогнозы их заносимости — одна из важных практических задач исследований динамики береговой зоны моря.

МАССИВЫ — бетонные (или бутобетонные) параллелепипеды (часто кубы) весом от 5 до 100 т. Применяются при строительстве берегозащитных и других гидротехнических сооружений. Массив-гигант (циклопический) — искусственный полый М., наибольший размер которого соответствует полной ширине строящегося сооружения (мола, волнолома, набережной). Обычно изготавливается из железобетона, доставляется к месту установки на плаву, а затем затапливается путем заполнения камнем или песком. Вес такого массива — 400 т и более. Массив берменный — специальный бетонный М. уплощенной формы. Укладывается на каменную постель с внешней стороны оградительного сооружения с целью ее защиты от размыва.

Упорядоченная кладка М. (в отличие от наброски) применяется для подводных стен. При неблагоприятных геологических условиях, когда можно ожидать значительной и неравномерной осадки основания сооружения, применение кладки М. не рекомендуется.

МАССИВЫ ФАСОННЫЕ — бетонные элементы берегозащитных сооружений, используемые в виде беспорядочных набросок или специальной укладки. Наиболее употребительны **тетраподы** (четырёхножки), но наилучший эффект дают **долоссы** (два цилиндра, соединенных поперечным звеном). Применяются также **гексалеги** (крестовидные М. ф. из шести элементов) и некоторые другие. Вес М. ф. составляет от 0,5 до 15 т. Они дают хороший эффект при защите участков берега, лишенных пляжа.

НИЗОВЫЕ РАЗМЫВЫ — размывы берега за искусственным препятствием (портовый мол, серия бун), прерывающим временно или постоянно поступление наносов на смежный участок, расположенный ниже по ходу вдольберегового потока наносов. На низовом участке волны продолжают перемещать наносы в прежнем направлении, вследствие чего пляж резко сужается или исчезает и может начаться (или усилиться) абразия. Н. р. могут охватить большие участки (до десятков ки-

лометров) коренного берега, как это имело место после постройки молов в Сочи и Очамчири (Черное море). Мерой борьбы с Н. р., если они вызваны бунами, служит искусственное заполнение наносами межбунных промежутков сразу после постройки указанных сооружений, а также отсыпка наносов на участок Н. р. Если Н. р. вызван постройкой портовых молов, то, согласно зарубежной практике, может успешно применяться *байпассинг*.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ — установление петрографического состава пляжевых валунов и гальки. П. а. включает несколько операций. Сбор образцов производится с определенной площади пляжа, отмечаемой проволочной рамкой (обычно половина или четверть квадратного метра). Галька из поверхностного слоя метится мелом и собирается. Затем ее раскалывают, определяют и сортируют по типам, визуальным или с применением примитивных опробований на карбонатность, твердость и т. д. Образцы гальки собирают по всему протяжению исследуемого участка (обычно десятки километров), сопоставляют их петрографический состав с таковым коренных пород берега и аллювия рек. При этом выявляются характерные типы пород из определенных локальных источников. Для их точного определения и сопоставления изготавливаются шлифы (Буданов, 1964). График процентного содержания определенных типов гальки в пробах, взятых с большого участка, показывает направление и длину пути перемещения гальки, а также градации смещения гальки из разных источников. Попутно обычно исследуются степень окатанности и уменьшение размеров гальки (*истирание*).

ПОРТ — прибрежная акватория, естественно или искусственно защищенная от ветра, волнения, льда, заносимости, и прилегающая к этой акватории полоса берега (портовая территория). По расположению П. делятся на береговые, располагающиеся либо на открытых участках морских побережий (Одесса, Жданов, Лиепая), либо в глубине бухт и заливов (Мурманск, Владивосток, Новороссийск), внутренние, или устьевые, находящиеся на приустьевых участках рек (Роттердам, Лондон, Ленинград, Сан-Франциско) и островные, расположенные у естественных или искусственно созданных островов (Кильдин, Кемь). В зависимости от высоты (величины) приливов П. бывают

открытыми (бесприливными) и закрытыми (приливными), оборудованными шлюзовыми входами (Лондон, Дюнкерк, Бристоль). Большинство П. мира и все порты СССР открытые.

Рекомендации по выбору места для строительства П., достаточно защищенного от вредных природных воздействий, — одна из важных задач практического приложения динамики и морфологии морских берегов.

ПРИКРЫТИЕ БЕРЕГОЗАЩИТНОЕ — сооружение из фасонных массивов или камня, предназначенное для гашения энергии прибойного потока на коротком расстоянии (десятые доли длины волны).

ПРОМЕРНЫЕ РАБОТЫ (surveying, sounding) — исследования, проводимые для составления карт и планов глубин и описания рельефа подводного берегового склона. В состав П. р. входят также геодезические работы для обеспечения промера. П. р. делятся на рекогносцировочные, дающие общее представление о неисследованных и малоисследованных участках береговой зоны, подробные, позволяющие получить батиметрическую основу, и специальные, имеющие целью, например, определение заносимости подходных каналов или размыва дна и берега. Выполняются П. р. в такой последовательности: подготовка геодезической основы и створных знаков для промерных галсов; организация уровенных наблюдений; измерение глубин по галсам с определением их планового положения; обработка материалов и составление плана промера. Методы П. р. делятся на следующие две основные группы: промеры с инструментальной фиксацией точек (по створам, теодолитом, секстантом); промеры с непосредственной разбивкой точек (по плавучей цепи, по размеченному тросу, со льда). Для измерения глубин используются наметки, лоты, эхолоты.

ПРОРЕЗЬ-ЛОВУШКА — параллельное *подходному каналу* углубление в морском дне. Служит для перехвата потока донных наносов (рис. 48). Частично гасит волну и аккумулирует часть наносов, перемещаемых по нормали к трассе канала. На песчаных подводных береговых склонах прорези могут располагаться или с двух сторон канала, если материал поступает в него при двусторонних миграциях наносов (рис. 48 а), или с одной, если наносы подаются преимущественно с этой стороны (рис. 48 б). На участках с илистыми грунтами

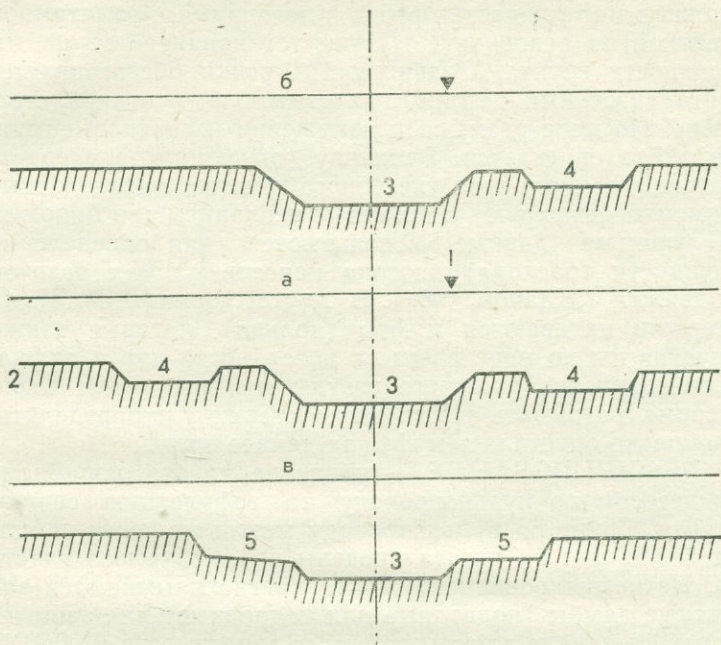


Рис. 48. Схема устройства прорезей-ловушек и карманов для защиты подходного канала от заносимости:

1 — уровень моря; 2 — дно; 3 — канал; 4 — прорези-ловушки; 5 — карманы

прорези располагаются на расстоянии не ближе 100 м от основного канала. При песчаных грунтах вблизи выхода канала из портовой акватории устраивают карманы для наносов, имеющие сечение в виде полутрапеции (рис. 42 в). Работа П.-л. и карманов в общем играет положительную роль, хотя в техническом и экономическом отношении еще мало изучена. Известны случаи, когда прорези и карманы не перехватывали ожидаемого количества наносов и на канале происходила потеря глубин.

РЕЙКА ЖДАНОВА — устройство для определения понижения поверхности пляжа и верхней части подводного берегового склона за время шторма или ряда штормов (предложено Н. Н. Рудым). В спокойную погоду по определенному створу в грунт забивается серия металлических стержней. На каждый из них надевается под-

вижная металлическая рейка с делениями и со штампом (пяткой) в основании. Пятка устанавливается на поверхности грунта. Подвижность рейки обеспечивается металлическими петлями, надетыми на основной стержень. По мере размыва и понижения поверхности грунта рейка опускается. Величину опускания, а следовательно, толщину слоя унесенного грунта в определенные моменты фиксируют с помощью теодолита или бинокля. Полученные данные используются для определения мощности (расхода) потока наносов или их разовой подвижки (Жданов, 1951). В другом варианте Р. Ж. на стержни надеваются муфты (кольца), которые также опускаются по мере размыва поверхности дна и пляжа. Для получения итогового результата приходится после шторма разрывать грунт около стержня и определять, насколько опустилась муфта за данное время.

РЕФУЛИРОВАНИЕ — удаление грунта кораблем-землесосом по пульпопроводу на рефулерную свалку грунта. Грунт по пульпопроводу может подаваться или на берег, или на дно за пределы рефулируемого участка. Из рефулированного грунта иногда намываются защитные дамбы (подводные или надводные) для защиты морского канала или акватории от заносимости. В СССР интенсивное рефулирование производится на Волго-Каспийском канале. За рубежом (США, ФРГ, Япония и др.) рефулирование грунта со дна на берег широко применяется для создания искусственных пляжей и насыпных прибрежных территорий. Специальные рефулеры могут подавать пульпу на расстояние до 2 км. В частности, подвижные рефулерные установки на эстакадах используются при байпасинге.

ТРАВЕРС — вспомогательное поперечное сооружение для накопления пляжевых и донных наносов (искусственная подводная преграда), связывающее или берегозащитный подводный волнолом с берегом, или ограждающую дамбу с незатопляемой территорией. Подводные Т. не доходят до поверхности воды на 1—1,5 м.

УЧАСТОК ДВУСТОРОННЕГО РАЗМЫВА — участок берега и подводного берегового склона, находящийся с подветренной стороны выступающего в море сооружения (мола, буны и др.). Размыв дна и пляжа на У. д. р. происходит даже в пределах защитного влияния сооружения от преобладающих волн под относительно усиленным воздействием более редких и сла-

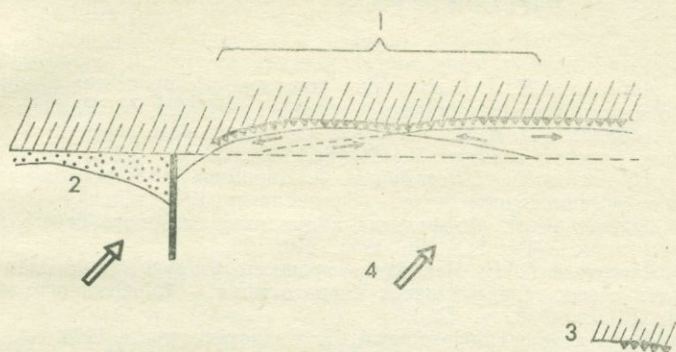


Рис. 49. Участок двустороннего размыва с подветренной стороны мола (1):

2 — наветренное накопление гальки; 3 — коренной берег и новообразованный клиф; 4 — направление равнодействующей волнового режима. Черные стрелки указывают преобладающее перемещение гальки в волновой тени от мола

бых волн противоположного направления (рис. 49). Термин предложен П. Божичем (1948).

ФАРВАТЕР (fairway) — судовой ход среди различных навигационных опасностей (островов, мелей, рифов и др.), отмеченный на навигационной карте и оборудованный на местности средствами навигационного ограждения. Природный аналог *подходного канала*.

ШПОРА — гидротехническое сооружение, возводимое под прямым углом к берегу. Является струенаправляющим сооружением, предохраняющим берег от размыва. Иногда Ш. называют короткую полузапруду, смыкающую одним концом к молу, защитной дамбе или подводному волнолому. На Черном море Ш. длиной до 15—20 м применялись в качестве бун, но оказались неэффективными.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н. А.* К вопросу о роли эоловых процессов в динамике отмелого аккумулятивного берега. — Тр. ИОАН СССР, 1961, т. 48.
- Айбулатов Н. А.* Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М.: Наука, 1966.
- Айбулатов Н. А., Погодин Н. Ф.* Динамика свободного песчаного пляжа в защищенной бухте. — Океанология, 1974, вып. 3.
- Аксенов А. А.* Морфология и динамика северного берега Азовского моря. — Тр. ГОИНа, 1955, вып. 29.
- Аксентьев Г. Н.* Некоторые процессы разрушения оползневого берега северо-западной части Черного моря. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. IV.
- Атлас ледовых образований. Л.: Гидрометеиздат, 1974.
- Арэ Ф. Э.* Термоабразия. Новосибирск, Наука, 1979.
- Бадюкова Е. Н., Лукьянова С. А.* Влияние уплотнения осадочных толщ на вертикальную подвижность прибрежных территорий. — Вестник МГУ. Сер. геогр., 1976, № 5.
- Баском В.* Волны и пляжи. Л., 1966.
- Берг Л. С.* К морфологии берегов Аральского моря. — Ежегодник геологии и минералогии России, 1902, отд. I, т. 5, вып. 6.
- Берг Л. С.* Аральское море. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. IX. Спб., 1908.
- Бёрд Е. С. Ф.* Изменение очертаний береговой линии морей земного шара за последнее столетие. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 3.
- Бобрин А. А.* Очерк геометрической морфологии суши и океана. Гельсингфорс, 1925.
- Божич П. К.* К изучению движения береговых наносов Черного моря. — Изв. Центр. гидрометбюро, 1927, вып. 7.
- Божич П. К.* Размыв морского берега в Гаграх. — Уч. зап. МГУ, 1938, № 19.
- Божич П. К., Джунковский Н. Н.* Морское волнение и его действие на сооружение и берега. М., Машстройиздат, 1949.
- Болдырев В. Л.* Обвальнo-оползневой тип берега. — Тр. ИОАН СССР, 1957, т. 21.
- Болдырев В. Л.* Подводные песчаные валы как индикаторы вдольберегового перемещения наносов. — Тр. ИОАН СССР, 1961, т. 48.
- Бретинайдер К. Л.* Рефракция, дифракция и отражение волн. — В кн.: Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
- Бровко П. Ф.* Типы лагунных проливов острова Сахалин. — В сб.: Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. Владивосток, ДВ Университет, 1975.
- Буданов В. И.* Об образовании и развитии кос «азовского типа». — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1956, т. I.
- Буданов В. И.* Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря. М.: Наука, 1964.
- Буданов В. И., Ионин А. С. и др.* Современные вертикальные движения берегов морей Советского Союза. — В кн.: Морская геология. (докл. сов. геологов к международ. геол. конгр.), пробл. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Буркар Ж.* Рельеф океанов и морей. М.: И. Л., 1953.

- Вайсфельд И. А. Влияние течения на параметры волн. — Тр. Гидравл. лаб. ВОДГЕО, 1957, вып. 6.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., 1967.
- Гамаженко В. С. Опыт применения морских берегоукрепительных сооружений. М.: Машстройиздат, 1950.
- География атоллов юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1973.
- Геологический словарь. Т. I. М.: Недра, 1973.
- Гидравлическое моделирование. М.: Госэнергоиздат, 1947.
- Гидромеханика. Волновое движение жидкости. Строительная механика. М.: Изд. Комитета научно-технической терминологии АН СССР, 1962.
- Глушков В. Г. Фокусы действия прибоя. — В кн.: За рационализацию гидрологии. Л.: Изд. Гос. гидрол. ин-та, 1934.
- Грещищев Е. В., Морозов Л. А., Шульгин Я. С. Искусственные песчаные пляжи и организация их намыва. — В кн.: Укрепление морских берегов. М.: Транспорт, 1972.
- Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966.
- Гуделис В. К. Дюны Куршю-Нерия и некоторые методические вопросы изучения современной эолодинамики. — Тр. Ин-та геологии и географии АН Лит. ССР, 1957, № 13.
- Гурьева З. И., Петров К. М., Шарков В. В. Аэрофотометоды геолого-геоморфологического исследования внутреннего шельфа и берегов морей (Атлас аннотированных фотоснимков). М.: Недра, 1976.
- Дзенс-Литовский А. И. Каменные котлы на Тарханкутском побережье. — Природа, 1936, № 4.
- Дзенс-Литовский А. И. Тарханкутский полуостров. — Очерки по физической географии Крыма, 1938, вып. 2.
- Дуванин А. И. Волновые движения моря. Л.: Гидрометеиздат, 1968.
- Егоров Е. Н. Динамика подводных песчаных валов. — Сб. работ Ин-та океанологии, 1955, № 4.
- Ермолаев М. М. Геология и полезные ископаемые Новосибирского архипелага. — Тр. СОПС, 1933, № 2.
- Есин Н. В. Прогнозирование кратковременных размывов абразионного склона. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны. М.: Наука, 1965.
- Есин Н. В. О формировании морских террас. — В кн.: Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М.: Наука, 1966.
- Есин Н. В., Скоркин Н. А. Применение уравнений гидромеханики к некоторым задачам о развитии рельефа. — Вест. МГУ. География, 1970, № 3.
- Жданов А. М. Определение мощности потока наносов непосредственными наблюдениями. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 2.
- Жданов А. М. Конструирование и расчет берегоукрепительных сооружений на основе закономерностей динамики берега. — Тр. ИО АН СССР, 1954, т. 10.
- Жданов А. М. Истирание галечных наносов под действием волнения. — Бюл. Океанограф. комис. АН СССР, 1958, № 1.
- Зенкович В. П. О значении переноса песчаных частиц путем флотации. — Природа, 1937, № 6.
- Зенкович В. П. Наблюдения над абразией и физическим выветриванием на мурманском берегу. — Уч. зап. МГУ, 1937, № 16.

- Зенкович В. П.* О профиле береговой линии фиордов Мурмана.— Уч. зап. МГУ, 1937, № 16.
- Зенкович В. П.* Плавник как фактор абразии.— Изв. ВГО, 1939, № 7.
- Зенкович В. П.* Различие между аккумулятивным и абразионным профилями берега.— ДАН СССР, 1945, т. 48.
- Зенкович В. П.* Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы. М.—Л.: Морской транспорт, 1946.
- Зенкович В. П.* Строение берега западного Крыма в Евпатории.— Вopr. географии, 1948, № 7.
- Зенкович В. П.* Некоторые факторы образования морских террас.— ДАН СССР, 1949 а, т. 65, № 1.
- Зенкович В. П.* Глыбовый бич как показатель погружения берега.— Тр. ИО АН СССР, 1949 б, № 4.
- Зенкович В. П.* Эволюция акваторий лагун.— Изв. ВГО, 1952, т. 84, № 5.
- Зенкович В. П.* Динамическая классификация морских берегов.— Тр. ИО АН СССР, 1954, т. 10.
- Зенкович В. П.* Потоки наносов вдоль советских берегов Черного моря.— Тр. Союзморниипроекта ММФ, 1956, т. 3.
- Зенкович В. П.* О строении берегов юго-восточного Каспия.— Тр. Океанографической комиссии, 1957, т. 2.
- Зенкович В. П.* Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958 а.
- Зенкович В. П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958 б.
- Зенкович В. П.* Изучение морских берегов.— В кн.: Справочник путешественника и краеведа. Т. II. М.: Географгиз, 1960 а.
- Зенкович В. П.* Применение волновой теории к анализу строения коралловых берегов (на материале о-ва Хайнань).— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960 б, № 2.
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962 а.
- Зенкович В. П.* Изучение морских берегов в Голландии и их защита от размыва.— Океанология, 1962 б, вып. 4.
- Зенкович В. П.* Потоки илистых наносов вдоль морских берегов.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 6.
- Зенкович В. П.* Некоторые элементы динамики края Нильской дельты.— В кн.: Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971.
- Зенкович В. П., Белова Н. Т., Илларионов В.* О влиянии вершины подводного каньона на перемещение гальки.— Геоморфология, 1976, № 2.
- Зенкович В. П., Ионин А. С.* О движении галечного материала в береговой зоне.— Океанология, 1962, вып. 5.
- Зенкович В. П., Каплин П. А.* Подводные геоморфологические исследования на Далматинском побережье.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 3.
- Зенкович В. П., Каплин П. А., Медведев В. С.* Особенности развития прибрежной зоны островов и архипелагов.— В кн.: Теоретич. вopr. динамики морских берегов. М.: Изд. АН СССР, Нац. Ком. Сов. Геогр., 1964.
- Зенкович В. П., Кашин Ю. С.* Перемещение гальки вдоль кавказского берега Черного моря.— Метеорология и гидрология, 1949, № 5.

- Зубов Н. Н., Эверлинг А. В.* Моря земного шара. Приложение к БСАМ. М., 1940.
- Ингл Дж.* Движение пляжевых песков. Л.: Гидрометеоздат, 1971.
- Инженерно-геологический анализ противооползневых мероприятий на Черноморском побережье. М.: Стройиздат, 1976.
- Ионин А. С.* Исследования по динамике и морфологии берегов Чукотского и Берингова морей. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. 4.
- Ионин А. С., Каплин П. А.* — Особенности формирования морских террас. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 5.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам Физико-географического атласа мира). — Тр. Океаногр. комисии АН СССР, 1961, т. 12.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и вопросы районирования. — В кн.: Теоретич. вопр. динамики морских берегов. М.: Наука, 1964.
- Ионин А. С., Павлидис Ю. А.* Условия формирования рельефа и осадков береговой зоны острова Пинос (Куба). — В кн.: Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971.
- Каплин П. А.* Эволюция береговой линии фиордовых районов. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. IV.
- Каплин П. А.* Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Каплин П. А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Каплин П. А.* Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
- Каплин П. А., Ионин А. С.* Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами. — Бюлл. совета по сейсмологии, 1961, № 9.
- Катагощин О. Д.* Исследование динамики береговой зоны моря с помощью планов рефракции морских волн. — Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977.
- Кикнадзе А. Г.* Динамика пляжей Черного моря в пределах Грузинской ССР в связи с проблемой берегоукрепления. — Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970.
- Кикнадзе А. Г.* Динамические системы и бюджет наносов в потоках вдоль Черноморских берегов Грузии. Тбилиси, 1976, (XXIII Международ. геогр. конгр. Симпозиум «Динамика морских берегов»).
- Кикнадзе А. Г.* Динамические системы и бюджет наносов вдоль берегов Грузии. — В кн.: Человек и окружающая среда. Сухуми: Изд-во «Алашара», 1977.
- Кинг К. А.* Пляжи и берега. М.: ИЛ, 1963.
- Кленова М. В.* Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948.
- Клюев Е. В.* Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей. — Океанология, 1965, т. 5, вып. 5.
- Кнапс Р. Я.* Эффект и применяемость волноломов на песчаных побережьях. — Изв. АН ЛатССР, 1950, № 6.
- Кнапс Р. Я.* О методике определения характеристик движения наносов на бесприливных морях. — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛатССР, 1956, т. 3.

Кнапс Р. Я. О некоторых закономерностях развития подводных песчаных валов. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. 2.

Кононова Н. Н. О развитии дюнного пояса северо-западного Сахалина. — В кн.: Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. Владивосток, ДВ Университет, 1975.

Кошечкин Б. И. Следы деятельности подводных льдов на поверхности дна мелководных участков Северного Каспия. — Тр. лаб. аэрометодов АН СССР, 1958, т. 8.

Краткая географическая энциклопедия. Т. I—V. М.: Сов. энциклопедия, 1960—1966.

Кригер Н. И. Океанические террасовые ряды. — Материалы сообщ. по изучению четвертичного периода, т. I. М.: АН СССР, 1962.

Крылов Ю. М. К теории рефракции морских волн. — Тр. ГОИН, 1950, вып. 16 (28).

Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн. Л., 1966.

Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Цыплухин В. Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. Л.: Гидрометеониздат, 1976.

Кудусов Э. А. Опыт определения современных вертикальных движений геоморфологическим методом. — Вопр. географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, Изд-во Камчатского отдела ВГО, 1967.

Леонтьев И. О. Физическая модель циркуляции воды в прибойной зоне. — Океанология, 1975, вып. 3.

Леонтьев И. О., Сперанский Н. С. Исследование переноса воды волновым потоком в береговой зоне. — I съезд сов. океанологов, вып. 3. М., 1977.

Леонтьев О. К. Эволюция береговой линии северодагестанского побережья Каспийского моря. — Изв. ВГО, 1951, № 4.

Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1955.

Леонтьев О. К. К вопросу о классификации и геоморфологическом картировании морских берегов. — Уч. зап. МГУ, Геоморфология, 1956 а, № 182.

Леонтьев О. К. Берега с ветровой осушкой как особый генетический тип берега. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956 б, № 5.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961.

Леонтьев О. К. Развитие рельефа прибрежной равнины Луизианы в голоцене. — Сб. VII конгр. по изуч. четвертичного периода. М.: Наука, 1967.

Леонтьев О. К. Рельеф и геологическое строение. — В кн.: Каспийское море. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969.

Леонтьев О. К., Белодёденко М. В. О продольном перемещении наносов вдоль побережья юго-западной Африки. — Геоморфология, 1978, № 2.

Леонтьев О. К., Лонгинов В. В. Геодинамика, морфодинамика, литодинамика и динамическая геоморфология. — Геоморфология, 1972, вып. 3.

Леонтьев О. К., Медведев В. С., Лукьянова С. А. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа. — Океанология, 1974, т. XIV, вып. 6.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г. О причинах планетарного распространения береговых баров. — Океанология, 1965, вып. 4.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975.

- Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Каньоны под морем. М.: Мысль, 1973.
- Леонтьев О. К., Тараканов Л. В., Фотеева Н. И. О перспективах и типах россыпной металлоносности арктического побережья Северо-Востока СССР. — Геоморфология, 1976, № 1.
- Леонтьев О. К., Фотеева Н. И. Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965.
- Лисицин А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
- Литке Ф. Путешествие на шлюпе «Синявин». Спб., 1835.
- Логачев Л. А., Леонтьев О. К., Звездов В. М. Основные черты морфологии и гидрологии побережья и динамики берегов Албании. — Тр. Союзморниипроекта, 1964, № 4 (10).
- Логачев Л. А. О норме заносимости морских каналов. — Тр. Союзморниипроекта, 1966, вып. 12 (18).
- Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н. Строение пляжей Азовского моря и косая слоистость пляжевого типа. — Геология и полезн. ископаемые, 1967, № 4.
- Лонгинов В. В. Некоторые наблюдения над деформацией волн в береговой зоне в природных условиях. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т. 21.
- Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М.: Наука, 1963.
- Лонгинов В. В. О возможности расчета расхода песчаных наносов вдоль отмелого морского берега, статья 1. — Океанология, 1964, № 6.
- Лонгинов В. В. О возможности расчета расхода песчаных наносов вдоль отмелого морского берега, статья 2. — Океанология, 1965, № 3.
- Лонгинов В. В. Энергетический метод оценки вдольбереговых перемещений наносов в береговой зоне моря. — Тр. Союзморниипроекта, 1966, вып. 12 (18).
- Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973.
- Лонгинов В. В. О понятии «контактная зона» в литодинамике океана. — Океанология, 1977, № 1.
- Лонгинов В. В., Аксенов А. А. Литодинамика моря, ее содержание, задачи и перспективы. — Океанология, 1968, № 4.
- Манк В. Теория одиночных волн и ее применение к зоне прибоя. — В кн.: Основы предсказания ветровых волн, зыби и прибоя. М.: ИЛ, 1951.
- Марков К. К. О признаках трансгрессии и регрессии. — Тр. I-го Всесоюзн. геогр. съезда, 1934, вып. 3.
- Марков К. К. Палеогеография. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период. Т. III. М.: Недра, 1967.
- Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. — В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964.
- Матушевский Г. В. Радиационное напряжение (волновой напор) и средний волновой уровень нерегулярных трехмерных волн в прибрежной мелководной зоне. — Физика атмосферы и океана, 1975, т. II, № 1.
- Медведев В. С. О формировании абразионных бенчей в условиях приливов. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны. М.: Наука, 1965.

Меншиков В. Л. Водолазный промер при подводных исследованиях в береговой зоне. — В кн.: Проблемы изучения берегов Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976.

Мунх-Петерсен И. Движение наносов вдоль береговых безливных морей. — В кн.: Гидрология моря, т. III. Л.: Изд. ГГИ и ОНТИ, 1933 (IV гидрол. конф. Балтийск. стран).

Мустафин Н. В. О факторах, формирующих стонно-нагонные колебания уровня арктических морей. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1970, вып. 34.

Михайлов В. Н., Рогов М. М. и др. Динамика гидрографической сети непривливаемых устьев рек. М.: Гидрометеониздат, 1977.

Морской атлас, т. II. Физико-географический. М.: Изд-во Главного штаба ВМС, 1953.

Навигационно-гидрографическая терминология. Условные знаки и сокращения. Управление гидрографической службы ВМФ. Л., 1962.

Никитин В. Н. К вопросу об изучении камнеточцев на Черном море. — ДАН СССР, 1951, т. 80.

Никифоров Л. Г. Динамика и морфология берегов о-ва Челекен. — В кн.: Новые исслед. береговых процессов. М.: Наука, 1971.

Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Никифоров Л. Г., Лукьянова С. А. Древние морские аккумулятивные формы Самурско-Дивичинской низменности. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1967, № 2.

Николаев В. А. Нижняя Волга и хазарское время. — Вестн. МГУ, 1956, № 1.

Обручев В. А. К вопросу о передвижении более грубых осадков вдоль берегов водных бассейнов. — Изв. Томского техн. ин-та, 1908.

Орвику К. К. Морские берега Эстонии. Таллин: Изд-во Ин-та геологии АН ЭстССР, 1974.

Парийский Н. Н. Приливы. — БСЭ. Изд. 3-е, т. 20. М.: Сов. энциклопедия, 1975.

Петров К. М. Комплексное физико-географическое изучение морских мелководий. — Изв. ВГО, 1973, № 2.

Пешков В. В. Основные черты развития и современной динамики береговой зоны Пицунды. — Изв. ВГО, 1977, № 6.

Писарев В. Д. США и Мировой океан. М., 1977.

Попов Б. А. Об определении энергетической равнодействующей волнового режима. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1956, т. I.

Попов Б. А. Формирование профиля подводного склона в условиях умеренных приливов. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1961а, т. 12.

Попов Б. А. Приложение принципа механического подобия к исследованию процесса перемещения наносов волнением. — Метеорология и гидрология, 1961 б, № 9.

Попов Б. А. Приближенный анализ формы слабоогнутых аккумулятивных береговых дуг. — Тр. ИОАН СССР, 1965, т. 76.

Попов Б. А. Механическое подобие процессов перемещения морских песчаных наносов. — В кн.: Моделирование явлений в атмосфере и гидросфере. Изд-во АН СССР, 1962.

Попов Б. А. Равновесная форма сильноогнутой аккумулятивной береговой дуги. — В кн.: Исслед. гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М.: Наука, 1966 а.

Попов Б. А. Имитация процесса формирования морских абрази-

- онных террас. — В кн.: Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М.: Наука, 1966 б.
- Попов Б. А.* Некоторые проявления рефракции ветровых волн в динамике морских берегов. — В кн.: Новые исслед. динамики морских берегов. М.: Наука, 1971.
- Попов Б. А.* Приложение теории развития морских берегов к анализу формирования берегов водохранилищ. — В кн.: Инженерно-географические проблемы проектирования и эксплуатации крупных равнинных водохранилищ. М.: Наука, 1972а.
- Попов Б. А.* Расчет коэффициента аккумуляции морских прибрежных наносов. — В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М.: Наука, 1972 б.
- Попов Б. А.* Соотношение динамики берегов арктических и южных морей. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
- Попов Б. А., Совершаев В. А.* Ветровые осушки на берегах арктических морей. — В кн.: Исследование прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М.: Изд. МГУ, 1979.
- Попов Е. А.* Формы абразии берегов, сложенных флишевыми породами. — Тр. ИО АН СССР, 1953, т. VII.
- Попов Е. А.* О влиянии наледи и берегового припая на динамику морского берега. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. 4.
- Правоторов И. О.* Геоморфология Тендривьской лагуны (Черное море). — Геол. узбережжя дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР, 4. Київ, 1970.
- Ромашин В. В., Шульгин Я. С.* Изменение берегов Черного моря под влиянием технических воздействий. — В кн.: Защита морских берегов, ВНИИТС, 1978, вып. 106.
- Руководство по расчету параметров ветровых волн. Л.: Гидрометеиздат, 1969.
- Руководство по методам исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеиздат, 1975.
- Самойлов И. В.* Устья рек. М.: Географгиз, 1952.
- Сафьянов Г. А.* Динамика береговой зоны морей. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Сафьянов Г. А.* Береговая зона океана в XX в. М.: Мысль, 1978.
- Скворцов Е. Ф.* В прибрежных тундрах Якутии. — Тр. Якутской комис. АН СССР, 1930, т. 15.
- Словарь общегеографических терминов. Т. II. М.: Прогресс, 1976.
- Совершаев В. А.* Значение ледового фактора для динамики береговой зоны моря. ВИНТИ, № 1777—76. Деп., 1973.
- Соколов Н. А.* Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. Спб., 1884.
- Соколов Н. А.* О происхождении лиманов южной России. — Тр. геол. комис, 1895, т. 10, вып. 4.
- Сокольников Ю. Н.* Инженерная морфодинамика берегов и ее приложения. Киев: Наукова думка, 1976.
- Сперанский Н. С.* О механизмах движения и дифференциации наносов на морском пляже. — Вод. ресурсы, 1976, № 3.
- Стрекалов С. С.* Зависимость энергетического спектра ветрового волнения глубокого моря от волнообразующих факторов. — Океанология, 1965, т. V, вып. 3.
- Технические условия определения волновых воздействий на морские и речные сооружения и берега. СН 92—60. М.: Госстройиздат, 1960.

- Титов Л. Ф. Ветровые волны. Л.: Гидрометеониздат, 1969.
- Тихий океан. Берега Тихого океана. М.: Наука, 1967.
- Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1957.
- Ульст В. Г. К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу. — Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. 4.
- Уокер Х. Дж. Эрозия и аккумуляция вдоль побережья моря Бофорта. — Симпозиум Динамика морских берегов. Тбилиси: Мецниереба, 1976 (XXIII Междунар. геогр. конгресс).
- Федорович Б. А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1941, № 1.
- Фотеева Н. И. Палеогеографическое и структурно-геоморфологическое значение «врезанных» дельт Северного Прикаспия. — Тр. комплекс. нефтегазовой экспедиции АН СССР, 1963, вып. 7.
- Цейнер Ф. Е. Плейстоцен. М.: ИЛ., 1963.
- Чемяков Ю. Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана. — В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1961.
- Шадрин И. Ф. О возможности прогноза вдольбереговых течений на бесприливных морях. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 48.
- Шадрин И. Ф. Течения береговой зоны бесприливногo моря. М.: Наука, 1972.
- Шарков В. В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М.—Л.: Наука, 1964.
- Шепард Ф. Геология моря. М.: ИЛ, 1951.
- Шепард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны. Л., 1972.
- Шишов Н. Д. Метод расчета заносимости морских каналов илистыми наносами. — Тр. Союзморниипроекта, 1973, № 34 (46).
- Шуйский Ю. Д. Регенерация прибрежно-морской россыпи в связи с динамикой песчаного подводного склона. — ДАН СССР, 1969, 189, № 5.
- Шуйский Ю. Д. Уравнение баланса твердого вещества в береговой зоне моря. София. Българска. Ак. на Науките, Океанология, 1977, № 2.
- Шулейкин В. В. Рефракция волн на материковой отмели. — Изв. АН СССР. Сер. физ.-мат., 1935, № 10.
- Шульгин Я. С. Динамика наносов и укрепление берега косы Чушка. — В кн.: Укрепление морских берегов. М.: Транспорт, 1972.
- Шуляк Б. А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. М.: Наука, 1971.
- Шукин И. С. Общая морфология суши. Т. II. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1938.
- Шукин И. С. Общая геоморфология. Т. III. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974.
- Энциклопедический словарь географических терминов. М.: Сов. энциклопедия, 1968.
- Arthur R. S., Munk W. M., Isaacks J. D. The direct construction of wave rays. — In: Trans. Amer. Geoph. Union, 33, 6, 1952.
- Beaumont E. — de. Lecons de geologie pratique. Paris, 1845.
- Bird E. Coasts. Melbourne, 1976.
- Bonnefille R., Perneckер L. Etude theorique et experimentale du

transport littoral. — In: Bull. de la Direction des Etudes et Recherches. Ser. A. Nucleaire, Hydraulique, Thermique, N 3, 1967.

Bowen A. J. The generation of longshore currents on a plane beach. 2J. Mar. Res., 27, 206, 1969.

Bruun P. Sea level rise as a cause of beach erosion. — ASCE J. Waterways a Harbours Division, vol. 88 (WW1), 1962.

Bruun P. Port Engineering. Gulf Publishing Comp., 1973.

Campbell K., Coleman C. a. e. Langmuir circulation as a factor in the formation of depositional beach cusps. — In: Coastal Sedimentology. Dept. of Geology Florida St. University, 1977.

Cornaglia P. Du flot de fond dans les liquides en etat d'ondulation. Ann. Ponts et Chausees, 1881.

Cornaglia P. Sul regime del spiagge e sulla regolazione dei porti. Torino, 1891.

Cornish V. Sea beaches and sand banks. — In: Geogr. J., vol. II, N 5, 1898.

Credner H. Die Deltas. — Peterm. Mit. Erg., N 56, 1878.

Cotton C. A. The deductive morphology and genetical classification of the seashores. Scient Monthly, 1954.

Daly R. A. The Glacial—control theory of coral reefs. — Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 51, 1915.

Davies J. L. Geographical variation in coastal development. Ed. Longman, U. K., 1977.

Davis W. M. The outline of cape Cod; Am. Acad. Arts and Sci. Proc., N 1, 1896.

Davis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, 1912.

Dionne J. C. Le glacier en Jamesie et en Hudsonie subarctique. Geogr. Phys. Quat., vol. XXXI, N 1. Quebec, 1978.

Dubois J. Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. — Mem. Soc. geol. Nord. Lille, 1924.

Dunham J. W. Refraction and diffraction diagrams. — Proc. First Kongr. on Coastal Eng., 1950. S. 1., 1951.

Entsminger L. Migration of beach pads on St. Josef peninsula. — Coastal Sedimentology. Ed. Dept. of Geology, Florida St. Univers., 1977.

Evans O. F. The classification and origin of beach cusps. — In: Journal Geol., vol. 44, N 4, 1938.

Fenneman N. M. Development of the profile of equilibrium of the subaqueous shore terrace. — In: Journal Geol., vol. 10, 1902.

Gould H. R., McFarlane E. Geological history of chenier plain S — W Louisiana. — In: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., N 9, 1959.

Gregory J. W. The nature and origin of fiords. London, 1913.

Griesseier H., Vollbrecht K. Zur Problematic der modellmässigen Darstellung litoraler Prozesse. — Mitt. Hannov. Vers. — Anst. f. Grundbau und Wasserbau, Francius Inst. d. TH Hannover, H. 11, 1957.

Guilcher A. Morphologie littorale et sousmarine. Paris, 1954.

Guilcher A. Edit. Tethys Elements de terminologie recifale indopacifique. St. Marine L'Endonme. Marceille, 1975.

Haas J. A., Steers J. A. An aid to stabilization of sand dunes: experiments at Scott Head Island. — In: The Geograph. Journal, vol. 130, p. 2, 1964.

Hume J. D., Schalk M. The effects of ice on the beach and near-shore, point Barrow, Arctic Alaska. — In: Rev. Geogr. Montreal, 30, N 1—2, 1976.

- Inman D. L., Brush B. M.* The coastal challenge. — Science, vol. 181, N 4094, 1973.
- Jelgersma S.* Holocen sea level changes in the Netherlands. — Geol. Sticht., Ser. C, 1969, vol. 6, N 7.
- Johnson D. W.* Shore processes and shoreline development. N.-Y., 1919.
- Johnson J. W.* The refraction of surface waves by currents. — Trans. Am. Geophys. Union, vol. 28, N 6, 1947.
- Kenyon K. E.* Wave refraction in «Deep-Sea Res», Ocean currents, 18, № 10, 1971.
- Kidson C.* The uses and limitations of vegetation in shore stabilization. — Geography, 1959.
- King C. A. M.* Beaches and Coasts. 2 Ed. E. Arnold, 1972.
- Komar P. D.* Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. — Bull. Geol. Soc. Amer., 84, N 7, 1973.
- Kolp O.* Farbsand Fersuche mit lumineszenten Sanden in Bühnenfeldern. Pet. Geogr. Mit., 114, Jg. 114, H. 2, 1970.
- Larras J.* Cubes de sable charries par la houle parallelement a la cote. — Ann. ponts et chaussees, 136, N 2, 1966.
- Longuet—Higgings M., Stewart R.* Radiation stress and mass transport in gravity waves with application to surf-beat. — Fluid Mech., 13, N 4, 1968.
- McNell F. S.* The shape of atolls: an inheritance from subaerial erosion forms. — Am. J. Sci., 252, 1954.
- Marshall P.* The wearing of beach gravels. «Trans. and Proc.», New-Zealand Inst., vol. 58, 1927.
- Meade R. H.* Landward transport of bottom sediments in estuaries of the Atlantic Coastal Plain. — J. Sediment. Petrol., 39, N 1, 1969.
- Miall A. D.* Facies models 4. Deitas. — Geoscience Canada, vol. 3, N 3, 1976.
- Mörner N. A.* Eustasy and Geoid Changes. — The Journal of Geology, vol. 84, N 2, 1976.
- Nansen F.* The strandflat and isostasy. — Sur. Vidensk. Selsk., vol. 2. Kristiania, 1922.
- Nichols R.* Flying bars. — Amer. J. Sci., vol. 246, 1948.
- Ocean research. — Sea Technol., vol. 15, N 6, 1974.
- Panicker* Power resource estimate of ocean surface waves. — Ocean Eng., 3, N 6, 1976.
- Pélnard—Considère R.* Essai de theorie de l'evolution des formes de rivage en plages de sable et de galets. — Quatr. J. hydraulique. Paris, 1956.
- Price W. A.* Environment and history of identification of shoreline types. — Quaternaria, vol. III, 1956.
- Reimnitz E., Barnes P. a. l.* Influence of grounding ice on the arctic shelf of Alasca. — Marine Geology, 13, 1972.
- Reimnitz E., Toimi L. a. l.* Possible rip-current origin for bottom ripple zones. — Geology, vol. 4, 1976.
- Revelis P.* Materialwanderung an der Lettischen Küste. — VI Baltische Hydr. Conf. Berlin, 1938.
- Richthofen F.* Führer für Forschungsreisende. Berlin, 1901.
- Russel R. C. H.* Use of fluorescent tracers for the measurement of littoral drift. — Proc. Seventh Conf. Coastal. Eng. Council Wave Res. Univ. California. Berkeley, 1960.

Sauvage M. C., Vinsent M. G. Transport littorale, formation de fleches et de tombolos. — Coast. Engng., 5th Conf. Proc., 1955.

Schalwijk W. F. A contribution to the study of storm surges on the Dutch coast. — Koninklijk Nederland Meteorol. inst., Debit N 125, Medelingen en Verhandelingen, Ser. B, deel 1, N 7, 1947.

Schofield J. C. Postglacial sea—levels isostatic uplift. — New Zealand Journ. of Geol. and Geophysics, vol. 7, N 2, 1964.

Schwartz M. L. The multiple causation of barrier islands. — Journal Geol., 79, 1971.

Shepard F. P. Coastal classification and changing coastlines. — Geoscience and Man, vol. XIV, 1976.

Shepard F. P., Emery K. O., Lafond E. C. Rip currents: a process of geological importance. — Journal Geol., vol. 49, N 4, 1941.

Shepard F., Marshall N. e. a. Sediment waves transverse to the west coast of Mexico. — Marine Geol., vol. 20, 1975.

Silvester R. Sediment movement around the coastlines of the world. — Conf. on civil eng. problems overseas, pap. N 14, London, 1962a.

Silvester R. Coastal processes. — Nature, vol. 196, N 4857, 1962b.

Sprigg R. S. The stranded and submerged sea-beach systems of south-east, South Australia and related Australia wide desert cycles as correlated with Milankovitch type radiation curves. — 25th Int. Geol. Congr. Abstrs, vol. 2. Canberra, 1976.

Tanner W. F. Offshore shoals in area of energy deficit. — J. Sed. Petr., vol. 31, 1961.

Teleki P. G. Wave boundary layers and their relation to sediment transport. — Shelf sediment transport: process and pattern. — Stroudsburg, Pennsylvania, 1972.

The Encyclopedia of geomorphology. — Encyclopedia of earth sciences series, vol. III. Ed. R. W. Fairbridge. «Reinhold book corporation». New York, 1968.

Trudgill S. T. The marine erosion of limestones of Aldabra Atoll, Indian Ocean. «Z. Geomorphol.», Suppl 26, 1976.

Tunstall E. B., Inman D. L. Vortex generation by oscillatory flow over rippled surfaces. — J. Geophys. Res., vol. 80, N 24, 1975.

Valentin H. Die Küsten der Erde. Ergänzungsheft zu Petermanns Geogr. Mitt., N 246, 1952.

Vann J. H. The geomorphology of the Guiana Coast. «Second Coastal Geogr. Conference». Washington, 1959.

Veerayya M., Murty C. S., Vardachari V. R. Effect of artificially dumped material on the configuration of Baina Beach. — Indian Jour., of Marine Sc., vol. 2, 1973.

Vollbrecht K. Die Beziehungen zwischen Windrichtung und materialversetzender Wellenenergie. — Acta Hydrophysica, Bd. 4, H. 1, 1957.

Wang H., Liang S. S. Mechanics of suspended sediment in random wave. — J. Geophys. Res., vol. 80, N 24, 1975.

Weggel J. R. An introduction to oceanic water motions and their relation to sediment transport: — Shelf sediment transport: process and pattern. Stroudsburg, Pennsylvania, 1972.

Wiegel R. L. Oceanographical Engineering. Prentice Hall — New York, 1964.

Williams A. T. The probleme of beach cusps development. — Journal of Sed. Petr., N 3, 1973.

Williams A. T. Phase changes in beach profiles and beach sediments. — Z. Geomorph., 18, 1, 1974.

УКАЗАТЕЛЬ ТЕРМИНОВ

- Абразивный износ 63, 72
- Абразионная (древняя) береговая линия 117
- Абразионная ниша 120
- Абразионная платформа 121
- Абразионная скульптура 117, 129
- Абразионная терраса современная 117, 198, 210, 214
- Абразионная терраса древняя 117
- Абразионно-аккумулятивная система 175, 176
- Абразионный останец (кекур) 116, 117, 120, 127, 157, 170
- Абразионный профиль равновесия 14, 116, 120
- Абразионный уступ 118, 205
- Абразия 12—14, 27, 116—129, 146, 163, 164, 170, 178, 180—182, 187, 189, 190, 194, 210, 214, 219, 230, 234, 236, 238, 250
- Абразия биогенная 163
- Абразия волновая (механическая) 116, 120, 125
- Абразия при погружении берега 118
- Абразия при поднятии берега 118, 119
- Абразия селективная (избирательная) 22, 116, 117, 120, 127, 175, 180, 188, 189
- Абразия термическая 116, 119, 120, 121, 125, 129, 167, 168, 170
- Абразия химическая 65, 116, 124, 125, 127
- Авандельта 33, 95, 96, 132, 133, 140, 142, 143
- Авандюна 149, 150, 152, 153, 155
- Акватория лагуны 17, 93, 105, 115, 197, 209
- Аккумулятивная береговая терраса 22, 198
- Аккумулятивная гряда 139
- Аккумулятивные береговые формы 28, 61, 62, 65, 72, 80, 84—92, 107, 113, 114, 118, 157, 168, 170, 175, 176, 178—180, 186, 187, 189, 190, 197, 198, 209, 211
- Аккумулятивные береговые формы внешней блокировки (замыкающие) 85, 86, 88—90, 179, 180, 182
- Аккумулятивные береговые формы двойные 88—90, 102
- Аккумулятивные береговые формы донные 88—90
- Аккумулятивные береговые формы древние (реликтовые) 92, 198
- Аккумулятивные береговые формы замыкающие 86, 90, 179, 180, 182
- Аккумулятивные береговые формы заполнения входящего угла 25, 84, 85, 89
- Аккумулятивные береговые формы индуцированные 90
- Аккумулятивные береговые формы комплексные 152
- Аккумулятивные береговые формы мобильные 87
- Аккумулятивные береговые формы огибания выступа 85, 89, 107
- Аккумулятивные береговые формы окаймляющие 86, 90, 103
- Аккумулятивные береговые формы отмирающие 86, 87
- Аккумулятивные береговые формы отчлененные (островные) 86, 87, 91, 102, 179
- Аккумулятивные береговые формы падения энергии 85
- Аккумулятивные береговые формы полигенетические 91
- Аккумулятивные береговые формы примкнувшие 85, 86, 91, 101, 180
- Аккумулятивные береговые формы простые (элементарные) 88, 92

- Аккумулятивные береговые формы реликтовые 87, 92, 110
 Аккумулятивные береговые формы свободные 33, 85—87, 91, 92, 112, 180, 182
 Аккумулятивные береговые формы сложные 86, 88, 92
 Аккумулятивные береговые формы узких заливов 92
 Аккумулятивные террасы 22, 86, 88, 91, 94, 111, 127, 150, 191, 192, 198
 Аккумулятивный берег 87
 Аккумулятивный выступ 85, 86, 90—92, 97, 107, 141
 Аккумулятивный мыс 85, 90
 Аккумулятивный профиль равнины 14, 61, 63, 76, 140, 180
 Аккумуляция наносов 34, 84, 93, 101, 127, 189
 Активный слой 63, 64, 70, 79, 80
 Аральского типа берег 177
 Арка (см. морские ворота)
 Асимметрия волнового потока 37—39, 42, 61, 62
 Асимметрия приливных течений 39
 Атолл 156—159, 162, 165
 Атолл океанический 158
 Атолл сложный 158
 Атолл шельфовый 158
 Аэрометоды 239
 Байджарахи 167
 Байпасинг 240, 251, 254
 Баланс наносов 14, 20, 66, 69, 151, 220
 Банка 21, 30, 69, 96, 190
 Банкет 240
 Бар береговой 17, 27, 86, 87, 90, 91, 93—97, 103, 105, 106, 109, 110, 112, 114, 136, 137, 139, 143, 164, 179, 181, 189, 191, 211, 215, 245
 Бар двойной 95, 96, 106
 Бар краевой авандельтовый 95, 136
 Бар островной 91, 96, 105, 181
 Бар подводный 94, 96
 Бар приустьевой 132, 142
 Бар реликтовый 93
 Бар фланговый 134, 138, 143
 Барьерный риф 161
 Бархан 99, 150, 177
 Батиграфическая кривая 21
 Бенч 11, 13, 17, 25, 72, 80, 116, 118, 119, 121—129, 145, 146, 166, 182, 190, 191, 198
 Бенч валунно-глыбовый 116, 121, 145
 Бенч выровненный 121
 Бенч глинистый 121, 145
 Бенч грядовый 116, 121, 122
 Бенч карстовый 124
 Бенч погребенный 122
 Бенч поднятый 122
 Бенч ступенчатый 122, 123
 Бенч щебенчато-глыбовый 116, 182
 Берег 8, 174
 Берег абразионно-бухтовый приглубый 84, 194
 Берег абразионно-денудационный 177
 Берег абразионно-солифлюкционный 169
 Берег абразионный 13, 80, 82, 145, 146, 169, 175, 177, 189, 191, 194
 Берег аккумулятивный 13, 14, 22, 69, 87, 148, 166, 191, 194
 Берег аллювиально-морской 30, 93
 Берег аллювиальный 13
 Берег аральского типа 175, 177
 Берег биогенный 30, 161, 165, 185
 Берег бухтовый 30, 175, 177—181, 183, 185, 187, 189, 192, 194
 Берег бухтовый закрытый 30, 175, 178
 Берег бухтовый омоложенный 187
 Берег бухтовый открытый 30, 175, 178
 Берег бухтовый отмелый 175, 179
 Берег бухтовый приглубый 175, 179—181, 183, 189
 Берег ваттовый 143, 185
 Берег вторично-расчлененный 175, 180, 188, 191, 214
 Берег вулканический 175, 180
 Берег выровненный 174, 180, 190, 191, 214
 Берег выровненный абразионный 174, 180, 181

- Берег выровненный аккумулятивный 174, 180, 181
- Берег выровненный сложный (абразионно-аккумулятивный) 84, 174, 180—182
- Берег гравитационный 172
- Берег далматинский 182
- Берег дельтовый 175, 185
- Берег диагональный 175, 182
- Берег друмлинный 183, 186
- Берег закрытый 30
- Берег зубчатый 120, 175, 180, 183
- Берег илистый 183
- Берег ингрессионный 10, 18, 174, 175, 177, 184, 185, 189
- Берег коралловый 161, 165, 185
- Берег коренной 13, 27, 31, 91, 97, 109, 165, 169, 193
- Берег лагунный 17
- Берег ледяной 168
- Берег лиманный 175, 184, 186, 205
- Берег лопастной (сбросово-глыбовый) 175, 186
- Берег мангровый 161, 165, 185
- Берег наветренный 29
- Берег намывной 87
- Берег наносный 13
- Берег не измененный морем 174, 186, 187, 191
- Берег нейтральный 13, 175, 187
- Берег неровный 181, 187, 192
- Берег пивационный 169
- Берег нормального развития 191
- Берег обвальный 30, 172, 175
- Берег обращенный (обновленный) 187
- Берег оползневой 172, 173
- Берег осыпной 30, 172, 175
- Берег открытый 30
- Берег отмельный 11, 14, 30, 33, 110, 145, 171, 174, 179, 181, 185, 189, 231
- Берег первично-ровный 175, 180, 188
- Берег первично-расчлененный 175, 188, 189
- Берег погружения 13, 175, 189
- Берег подветренный 29
- Берег поднятия 13, 175, 189
- Берег поперечный 174, 189
- Берег потамогенный 140, 185
- Берег приглубый 11, 14, 22, 30, 49, 75, 77, 174, 179, 181, 189, 231
- Берег приглубый бухтовый 174, 179, 181
- Берег приглубый погребенный 122, 191
- Берег приглубый с отмелями бухтами 175, 179
- Берег приливный 80, 144, 146, 165, 167
- Берег продольный 174, 190
- Берег расчлененный 77, 170, 181, 190
- Берег рiasовый 92, 175, 184, 190, 205, 206
- Берег ровный 77, 185, 190, 192
- Берег сбросовый 175, 190
- Берег с ветровой осушкой 143, 167
- Берег солифлюкционный 169, 175
- Берег талассогенный 191
- Берег термоабразионный 15, 120, 129
- Берег тростниковый 161, 167
- Берег фитогенный 161
- Берег фьардовый 175, 184, 192
- Берег фьордовый 92, 175, 184, 192, 193, 205, 206
- Берег шхерный 175, 194, 205
- Береговая дуга 21—23, 53, 192
- Береговая дуга абразионная 116, 117, 120
- Береговая дуга аккумулятивная 192, 237
- Береговая дуга аккумулятивная равновесная 16, 23
- Береговая дуга внешняя 22
- Береговая дуга внутренняя 22
- Береговая зона 8
- Береговая линия 21
- Береговой обрыв 35, 76, 118, 188, 191
- Береговой откос 116, 123, 172, 173
- Береговые наносы (см. прибрежно-морские наносы)
- Береговые террасы 149, 198, 200, 204—210
- Берегозащитные сооружения 73, 235, 240, 241
- Бережное 21, 28
- Берма берегозащитная 240, 241
- Берма пляжевая 97, 240
- Биогенная седиментация 81, 82

- Биогенные наносы 64, 65
 Биогенный берег 161
 Бич-рок 65, 73
 Блокировка берега 85, 86, 88—90, 97, 109, 110
 Бор (маскаре, поророка) 32
 Бровка (клифа, террасы) 123
 Бугор закустовый 155
 Бугры Бэровские 150, 154
 Бугры развевания (см. кучугуры)
 Буна 35, 132, 240, 241—243, 249, 250
 Буновыи (моловый) эффект речной струи 132
 Бурун ныряющий 11, 30, 51
 Бурун скользющий 11, 30, 51
 Бурунов зона 24
 Бухта 18, 21, 25, 29, 68, 85, 112, 115, 120, 139, 177—183, 186, 190, 191, 193, 194
 Бэровские бугры 150
 Бюджет наносов 14, 21, 65, 66, 69, 73, 93, 220
 Вал береговой 88, 97, 98, 102, 107, 139, 146, 152, 153, 171, 190, 198, 210
 Вал выпирания 172
 Вал подводный 98, 110, 132
 Вал прирусловой 139, 140, 146
 Валуный откос 123
 Ватты 143—146
 Вдольбереговое перемещение наносов 12, 18, 61, 62, 66, 73, 75, 76, 180, 220, 232, 234
 Вдольбереговое энергетическое течение 36, 39, 55, 62, 100
 Вдольбереговой абразионный эффект волнения 230
 Вдольбереговой наносодвижущий поток волновой энергии 229, 232, 238
 Вдольбереговой поток наносов 12, 20, 22, 34, 62, 67, 70, 72, 76, 77, 82, 84, 99, 101, 107, 122, 141, 142, 178, 193, 215, 227, 229, 232, 240, 242, 243, 250
 Вдольфронтальное течение (см. рефракция волн)
 Вектор суммарного потока волновой энергии 226
 Величина прилива (см. приливы)
 Ветровая осушка 33
 Ветровое волнение 7, 24, 36, 84, 222
 Ветровое течение 36, 40, 41, 66
 Ветровой нагон (см. нагоны)
 Ветровой песчаный (ветропесчаный) поток 151, 154
 Ветроустойчивая поверхность 151
 Ветроэнергетические методы расчета потоков волновой энергии 221, 224, 228, 239
 Вещественный состав наносов 68, 78, 79
 Взброс волны (взмет, всплеск) 41, 241
 Взморье 10, 21, 60, 109, 118, 138, 139, 140, 142
 Висячие долины 123
 Внешние оградительные сооружения (мол, волнолом и др.) 242, 243, 245—255
 Внутрелагунные рифы 162
 Вогнутость береговой линии 16, 21, 22, 29, 87, 117
 Водорослевый разнос 162
 Водорослевый мат 161
 Волнение 24, 29, 31, 37, 41, 47, 57, 61, 63, 70, 76, 78, 79, 84, 91, 101, 138, 142, 165, 171, 184, 220, 222, 227, 237, 248
 Волнение косое 12, 69, 137, 238
 Волновая база 13
 Волновая равнодействующая 22, 222, 224, 225
 Волновая тень 34, 76, 97, 104, 143, 170, 243
 Волновая экспозиция берега 62, 68
 Волновой луч 43, 48, 54, 225, 228, 233
 Волновой нагон (см. нагоны)
 Волновой напор 39, 41
 Волновой (Стоксов) перенос 36, 38, 42, 50, 51, 61
 Волновые течения 36—38, 42, 61, 68, 78, 80, 84, 121, 164, 185
 Волнолом (см. внешние оградительные сооружения)
 Волноотбойная стена 240, 243
 Волноприбойная зона 10, 24, 49, 53, 231, 232, 239
 Волноприбойная ниша (см. ниша)

- Волноприливное поле 24, 62
 Волноэнергетический метод расчета потоков волновой энергии 221, 224, 225, 239
 Волны 43
 Всплеск (см. взброс волны)
 Встречное перемещение наносов 68
 Вулканический тип расчленения 180
 Входящий угол 25, 84, 85, 89, 104
 Выдвижение берега 25, 76
 Выдуи 151, 154
 Генетическая классификация берегов 184
 Геоидальная эвстазия 199, 218
 Геократические колебания уровня моря 196, 199
 Геоэвстазия 218
 Гидравлическая крупность 61, 64, 68, 71, 81
 Гидробарханы 99
 Гидроизостатические колебания уровня моря 199, 205
 Гидрократические колебания уровня моря 196, 200
 Гидротехнические изыскания 244
 Гидроэвстазия 218
 Глубина волнового воздействия 43
 Глубоководное море 35, 223, 232, 233, 235, 239
 Гляциозостатические движения береговых линий 200, 201, 205, 207, 211, 218
 Гляциозостатические колебания уровня океана 201—204, 207, 214, 216, 218
 Голоценовая трансгрессия 204
 Гравитационный берег 172
 Градиентное течение 37, 42, 44, 47
 Гранулометрический состав наносов 69, 70, 75, 79
 Гринду 99, 113, 134
 Грот 116, 123, 124
 Грунт донный 25, 43
 Грунтоеды 163
 Групповая скорость волн 44
 Гряда 25
 Гряда дюнная 155
 Гряда облекания 99
 Гряда поперечная 100
 Грязевые вулканы 182
 Губа 25
 Далматинский берег 182
 Дамба 245, 247, 254, 255
 Движение отмелей 69
 Дельта 102, 109, 132—143, 148, 149
 Дельта блокированная 109, 134, 136
 Дельта выдвинутая 133, 136, 137
 Дельта выполнения 133, 134, 136, 137
 Дельта дугообразная 134, 136
 Дельта клювовидная 134, 137, 138
 Дельта комплексная 148
 Дельта лопастная 134, 135, 137, 138
 Дельта многорукавная 134, 136, 137, 139
 Дельта нагонная 148, 149
 Дельта однорукавная 134, 138, 143
 Дельта пальцевидная 134, 138, 140
 Дельта прибойная 139
 Дельта приливная 56, 62, 139
 Дельта проливноя 95, 106, 148, 149
 Дельта русловая 139
 Дельта скульптурная (врезанная) 136, 138
 Дельта субаэральная 132
 Дельта типа птичьей лапы 137
 Детрит (органический и минеральный) 101
 Дефляционные формы 151
 Дефляция 150, 151, 154, 155
 Диагональный берег 182
 Дивергенция потоков наносов 69, 70, 72
 Динамика береговой зоны 7, 28, 55, 56, 84, 99, 168, 175, 187, 211, 213, 214, 219, 220, 222, 224, 225, 232, 234, 236, 238, 239, 244, 250, 252
 Динамическая единица берега 73
 Дискретный поток наносов 70
 Диссипация энергии волн 44, 45
 Дифракция волн 45, 46

- Дифференциация наносов 62, 70, 71, 75, 79, 81
 Диффузия наносов 71, 229
 Длина разгона волн 29, 35, 131, 223, 224, 233—235
 Дноуглубление 245
 Донная терраса 100
 Донное противотечение 45
 Донное трение 45, 46
 Донные аккумулятивные формы 88
 Древние береговые линии 117, 203, 205, 207, 209—211, 216
 Древние береговые террасы 197
 Дрейфовые течения 37, 39, 40, 68
 Друмлинный берег 183
 Дюны береговые 65, 74, 104, 106, 149, 150, 152, 153, 156, 172
 Дюны валообразные 152—154
 Дюны глиняные 151, 152, 154
 Дюны грядовые 154
 Дюны параболические 150, 152—154, 156
 Дюны реликтовые 156
 Емкость потока наносов 25, 62, 67, 72, 82, 84, 88, 92, 101, 220
 Желоб стока приливных вод (см. приливные желоба)
 Желоб протаивания 168
 Забурунивание волн 47, 98
 Закоски (оффсеты) 100
 Закрепление авандюн 245
 Закустовый бугор 149, 150, 152, 155
 Залив 25
 Заносимость 229, 240, 244, 246, 247, 249, 250, 253
 Заплеск 27, 49, 98, 101, 109, 124, 198
 Заполнение входящего угла 101
 Зеркало клифа 123, 127, 128, 130
 Знаки волноприбойные 101
 Знаки ряби 101, 102
 Зона бурунов (см. бурунов зона)
 Зона волноприбойная 161
 Зона заплеска 25, 124
 зона насыщения потока наносов (см. участок насыщения потока наносов)
 Зубчатый берег 183
 Зыбь 7, 24, 47, 84, 222—224
 Извилистость берега 25, 26
 Излучина (см. вогнутость береговой дуги)
 Изостатические движения побережий 205
 Изрезанность берега (см. извилистость берега)
 Илистый берег 183
 Ильмень 140
 Ингрессионный берег 184
 Ингрессия моря 205
 Индикаторы перемещения наносов 247, 248
 Индуцированные аккумулятивные формы 90
 Индуцированный поток наносов 141
 Искусственный пляж 25, 68, 235, 249
 Истирание наносов 34, 62, 63, 72, 229, 234, 251
 Калькарениты (см. золианиты)
 Камнеточцы 163
 Канал подходной 19, 221, 229, 246, 247, 249, 252, 253, 255
 Каналы продувания 123
 Каналы стока приливных вод 146
 Каньоны подводные 26, 27, 60, 65, 72, 73, 76, 78, 81, 162
 Карга (см. корга)
 Каррообразование морское 124
 Карст береговой и подводный 124
 Каспийские древние береговые линии 205, 206, 214
 Катунь 72
 Квадратура (см. приливы)
 Кекур (см. абразионный останец)
 Классификация берегов 184, 185
 Классификация берегов генетическая 185
 Классификация берегов динамическая 185
 Классификация берегов морфологическая 185
 Классификация дельт по энергетическому фактору 136, 139

- Классификация побережий 206
 Классификация пород по степени устойчивости к абразии 125
 Клиф 8, 11, 13, 35, 41, 72, 74, 80, 86, 104, 111, 116, 118, 120, 121, 123, 124, 125—130, 141, 146, 169—173, 176, 177, 183, 190, 198, 210, 230, 240
 Клиф отмерший 86, 104, 123, 127, 183
 Колебания уровня моря (океана) 206
 Кольцевые острова 102
 Компенсационные волновые течения 36, 38, 42, 238
 Конвергенция потоков наносов 72, 75
 Континентальная флексура 207
 Копролиты 73, 82, 163
 Коралловые рифы 33, 106, 156—161, 164, 166
 Коралловый берег 165
 Коренной берег 27
 Корга (карга) 25, 27, 96
 Корки цементации 73
 Коррозия береговая 127
 Коса 19, 27, 80, 85, 90, 92, 100, 102—105, 107, 112, 127, 136, 138, 155, 186, 187, 192
 Коса азовского типа 101, 103, 104, 113
 Коса вторичная 104, 105
 Коса двойная облекающая 89, 92, 102, 103
 Коса двойная треугольная 89—91, 103
 Коса змеевидная 103
 Коса индуцированная 104
 Коса петлевидная 86, 103
 Коса полигенетическая 103
 Коса простая 102
 Коса приустьевая 136—140, 142
 Коса скобовидная 85, 103
 Коса сложная 102, 103
 Косое волнение 12
 Кошка 25, 27, 96, 109
 Коэффициент аккумуляции 225, 234, 235
 Коэффициент извилистости 26
 Краевые волны 36, 47
 Кривая колебаний уровня моря 207
 Криогенная цементация 168
 Крип 26, 27
 Кромка (клифа, древней террасы) 123
 Крэг 166
 Крючковидные отростки косы 102, 105
 Култук 137, 139
 Кучугуры (бугры развевания) 104, 155
 Лагуна 17, 79, 86, 90, 93, 94, 102—105, 106, 112—115, 136, 149, 152, 154, 156, 160, 161, 165, 190, 192, 197, 209, 215
 Лагуна коралловая 106
 Лайды 144
 Ледовый коэффициент 131, 233
 Ледовый разнос 168
 Ледяное подножие пляжа 168
 Ледяной берег 168
 Лестницы (серии) береговых террас 117, 196, 207, 208, 211
 Лиман 182, 186, 195
 Лиманный берег 186
 Линия заплеска 27, 49
 Литификация 73
 Литодинамическая система 20, 33, 65, 73, 74
 Литоральные звенья 73
 Ложбина выдувания (см. выдуй)
 Ложбина межваловая 100
 Лопастной берег 186
 Лукоморье (см. вогнутость береговой дуги)
 Малая вода 32, 39
 Мангровый берег 165
 Марши 30, 144, 165, 167
 Маскаре (см. бор)
 Массивы 250
 Массивы фасонные 250, 252
 Математическая модель 19, 27, 28
 Межбунные отсеки (карманы) 242, 251
 Мелководное море 224, 233—235, 239
 Метод природных аналогий (см. механическое подобие)
 Механическая абразия (см. волновая абразия)
 Механическая седиментация 81
 Механическое подобие 222, 235—237
 Миграции наносов 34, 65, 70,

73, 74, 76, 78, 107, 175, 178, 180, 229, 252
Минералогический состав наносов 70, 74, 75
Моделирование береговых процессов (см. механическое подобие)
Мол (см. внешние оградительные сооружения)
Монохроматические волны 41, 47
Мористее 21, 28
Морозное выветривание 34, 169, 170
Морские ворота (арки) 116, 120, 127
Морской край дельты 136, 139, 140
Морфологическая структура серий береговых валов 106, 107
Мощность потока наносов (см. вдольбереговой поток наносов)
Мутность 75
Мутьевой (суспензионный) поток 26, 48, 60, 75
Мыс 16, 28, 30, 55, 56, 76, 97, 126, 178—181, 183, 186, 187, 190, 193
Мыс абразионный 16
Мыс аккумулятивный 16
Мыс крылатый 143, 186
Наветренная сторона 28, 29, 233
Наволоч 85, 92, 107
Нагоны 29, 30, 33, 34, 40, 44, 110, 121, 140, 143, 145, 149, 191, 223, 244
Нагрузка потока наносов (см. вдольбереговой поток наносов)
Накат 8, 47
Намывной берег 87
Наносов состав вещественный 68, 78, 79
Наносов состав гранулометрический (механический) 69, 70, 79
Наносов состав минералогический 79
Наносов состав петрографический 79
Наносодвижущая сила 99, 229

Наносы волнового поля (см. прибрежно-морские наносы)
Нарастание берега 25
Насыщенность потока наносов (см. вдольбереговой поток наносов)
Неволновые процессы динамики берегов 30, 131
Нейтральная зона 63, 76
Нейтральная линия 76
Непропуск 76, 243
Нивационный берег 169
Низовые размывы 242, 243, 250
Ниша волноприбойная абразионная 116, 120, 124, 125, 127, 128, 146, 177, 205
Ниша выщелачивания (растворения) 124, 127
Ниша пластовая 123, 128
Ниша термоабразионная 120
Нормальная составляющая потока волновой энергии 224—226, 228—230
Ныряющий бурун 11, 30, 51
Няша 144
Обкатывание частиц наносов 63
Обновленная береговая линия 187
Обобщенный масштаб времени (см. механическое подобие)
Обрастание 166
Обращенный (обновленный) берег 187
Обрыв береговой 188
Огибание выступа берега 107
Одночная волна 32, 47, 51
Океанические террасовые ряды 209
Осушка 7, 9, 30, 33, 143, 144—146, 149, 163, 165—167
Осцилляции линии берега (см. флуктуации линии берега)
Отвершки подводных каньонов (см. каньоны подводные)
Откат 47
Отклонение устьев рек 107—109
Откос береговой 116, 123, 172
Открытое море 29, 36, 39, 40, 48, 50, 55, 56, 72, 90, 103, 166, 221—223, 225, 228, 237
Открытый берег 30
Отлив 32, 59, 100, 146, 147
Отмель береговая 30

- Отмостка 71
- Относительные вертикальные движения берега 209
- Относительные колебания уровня моря 25, 30, 210
- Отрицательные вертикальные движения 196
- Отседание 128
- Отступление берега (клифа) 30, 76, 120
- Отсыпь пляжевая 97, 109
- Оффсет (см. закоски)
- Пазуха берега 21, 25
- Палеогеография побережий 209
- Перейма (томболо) 31, 85, 86, 90, 97, 109, 110
- Перелив прибойного потока 109
- Перемещение наносов поперечное 18, 78, 189, 190
- Перемещение наносов продольное 18, 66, 73, 78, 91, 92
- Пересыпь 19, 22, 85, 86, 90, 92, 103, 105, 106, 110, 112, 127, 136, 179, 186, 194
- Песчаные волны 110, 145
- Песчаные облака 110
- Петрографический анализ 251
- Петрографический состав наносов 63, 76
- Плавник 59, 128, 184
- Планы рефракции 47, 48, 54, 55, 224
- Плащ наносов 77, 110
- Плита 31
- Плотностные течения 48
- Пляж 9, 11, 37, 50, 59, 60, 63, 65, 68, 70, 72, 73, 77, 78, 80—82, 92, 97, 101, 109, 110, 111, 126—128, 149, 151—153, 161, 162, 171, 172, 183, 189, 191, 235, 237, 241, 249—251, 253, 254
- Пляж двусклонный (свободный) 110
- Пляж искусственный 25, 68, 235
- Пляж односклонный (прислоненный) 110
- Пляж прислоненный 80, 110, 111
- Пляж свободный 80, 110
- Пляжевые фестоны 111, 112
- Пляжевый карьер 20, 31, 219, 221, 235, 237
- Пляжеобразующие наносы 77
- Побережье 10, 105, 195—197, 205, 206, 212, 213, 215—220, 222
- Побережье аллювиально-морское 206
- Погруженные береговые линии 210
- Подветренная сторона 28
- Подвижки наносов поперечные (см. поперечное перемещение наносов)
- Подвижки наносов вдольбереговые 76, 77
- Подводные каньоны (см. каньоны подводные)
- Подводный береговой склон 8, 11, 21, 24, 33, 34, 37, 45, 48, 51, 55, 61, 65, 68—70, 72, 73, 76, 78—81, 88, 93, 94, 98, 99, 121, 123, 124, 128, 131, 144, 151, 162, 163, 168, 169, 171, 172, 183, 187, 189, 197, 209, 219, 220, 237, 239, 243, 248, 252—254
- Подводный карьер 20, 31, 219, 221, 235, 237
- Подводный ландшафт береговой зоны 31
- Поднятые береговые линии 210
- Подходный канал (см. канал подходный)
- Позднепоследледниковая трансгрессия (см. фландрская трансгрессия)
- Показатель абразии 225, 234
- Полная вода 32, 39, 143
- Полой 139
- Положительные вертикальные движения 196
- Полуостров 31
- Польдеры 25, 144, 145, 245
- Поперечное перемещение наносов 70, 73, 78, 86
- Поперечный берег 189
- Поророка (см. бор)
- Порт 221, 240, 246, 251, 252
- Постоянные течения 36
- Потамогенный берег 140
- Поток волновой энергии 23, 36, 39, 48, 54, 66, 114, 220—234
- Предел развития абразии 128
- Предустьевое взморье 132, 133, 136, 142
- Прибойная зона 24, 49, 72, 87, 124, 161

- Прибойные биения 49, 53
 Прибойный поток 8, 11, 25, 27, 47, 49, 50, 70, 84, 95, 97, 101, 106, 111, 127, 164, 166, 169, 185, 231, 232
 Прибрежно-морская россыпь 20, 31, 71, 79, 80, 219, 221, 229, 237, 238
 Прибрежно-морские наносы 12, 34, 69, 72, 74, 75, 78, 79, 81, 88, 141, 152, 153, 154, 219, 223
 Прибрежно-морские отложения 79, 197, 205
 Прибрежные волновые энергетические характеристики 24, 54, 220, 224, 234, 239
 Приглубый погребенный берег 122
 Придонный дрейф 50
 Прикрытие берегозащитное 252
 Приливная волна 31, 32, 39
 Приливная осушка 9, 144
 Приливные ванны 145
 Приливные водовороты (см. сулой)
 Приливные гряды 145
 Приливные дельты 56, 62
 Приливные желоба 145
 Приливные течения 35—37, 50, 55, 56, 62, 66, 139, 164
 Приливный берег 146
 Приливов неравенство (см. приливы)
 Приливообразующая сила (см. приливы)
 Приливы 31—36, 44, 50, 57, 59, 82, 131, 140, 143—147, 149, 156, 164, 165, 169, 170, 191, 223
 Примкнувшая аккумулятивная терраса 25, 86
 Припай 168, 169
 Прирусловой вал 140
 Приустевая коса 136—140, 142
 Приустевой бар 142
 Приустевой выступ абразионный 140, 141
 Приустевой выступ аккумулятивный 137, 141
 Продольное перемещение наносов 18, 66, 73, 78, 91, 92
 Продольный берег 190
 Пролив 33, 37, 39, 57, 90, 112, 177
 Пролитная дельта 149
 Промерные работы 252
 Проран (прорва, проход) 95, 112
 Прорезь-ловушка 247, 252, 253
 Профиль равновесия 14, 15, 61, 99, 128, 180
 Профиль равновесия абразионный 14, 15, 120, 128, 180
 Профиль равновесия аккумулятивный 14, 61, 63, 76, 120, 180
 Пульсации подачи наносов 80
 Равновесная аккумулятивная береговая дуга 16, 23
 Радиационное напряжение 41
 Раздробление наносов (см. абразивный износ)
 Размах миграций 24, 74, 227, 229
 Размыв (берега и подводного берегового склона) 13, 55, 69, 76, 87, 116, 128, 175, 189, 220, 229, 234, 238, 240, 241, 246, 249, 254
 Разрушение волн 30, 37, 49, 50, 51, 70
 Разрывное течение 35, 36, 42, 47, 51, 53, 55, 58
 Рампарт 164, 166
 Расход (наносов или энергии) 238
 Регрессия моря 203—205, 207, 209, 210
 Регрессия Зюсса 207, 212
 Рейка Жданова 253, 254
 Реликтовые береговые формы 211, 215
 Рефракция волн 24, 37, 47, 48, 53, 54—56, 86, 92, 228
 Рефулирование 245, 249, 254
 Риас 186, 190, 195
 Рим 164
 Риф 25, 33, 106, 158—167
 Риф барьерный 106, 159, 161, 162
 Риф водорослевый 167
 Риф внутрелагунный 161, 162, 165
 Риф кольцевой 106
 Риф коралловый 33, 106, 124, 156—161, 164, 166

- Риф окаймляющий (береговой) 158
- Рифели (знаки ряби) 46, 101, 154
- Рифовая платформа (см. риф-флет)
- Рифостроители 161, 164—166, 167
- Риф-флет 124, 158, 160, 162, 164, 166
- Ропакы 171
- Россыпи слоя волновой переработки 80, 238
- Россыпь (полукруглый бар) 139
- Румбовый поток волновой энергии 225—230, 233, 239, 247
- Русловая бороздина 132, 142
- Свал глубин 33, 132
- Свободные аккумулятивные береговые формы 19, 27
- Сгоны 33, 34, 143
- Сдвигающая скорость 43, 56
- Сезонные пляжевые циклы 80
- Селекция наносов 80
- Сизигия (см. приливы)
- Сила Кориолиса 39—41, 56
- Сила прибоя 228
- Системный подход к изучению береговой зоны 19, 33
- Скользкий бурун 11, 51
- Скорость абразии 117, 123, 126, 128, 129
- Слонность толщ наносов 81
- Современные вертикальные движения берегов 196, 197
- Солифлюкционный берег 169
- Спектр волн 41, 56
- Средиземноморские террасы 177, 211
- Среднеголетный поток волновой энергии 239
- Стадии развития берега 13, 15, 16, 191, 210
- Стамуха 169
- Статистические характеристики волн 41, 57
- Степень расчлененности берега (см. извилистость береговой линии)
- Стрелка (коса-стрелка) 19, 85, 90, 92, 103, 105, 107, 112, 127, 182, 183
- Структура волновой равнодействующей 22, 239
- Стрэндфлет 169, 170
- Сулой 57
- Суммарный вектор потока волновой энергии 226, 227
- Суспензионный (мутьевой) поток 26, 48, 60, 75
- Талассогенный берег 191
- Тектонические движения береговых линий 199, 212, 213, 218
- Термоабразия (см. абразия термическая)
- Термоденудация (см. абразия термическая)
- Термокарст 170
- Термотерраса 120, 170, 171
- Терраса морская 100, 151, 198, 204
- Терраса отлива 149
- Типы аккумулятивных наносов 81
- Типы берегов 174—195, 206
- Типы исходного расчленения берегов 188
- Типы побережий 206, 213
- Типы приливов 32
- Типы профилей 191
- Томболо (см. перейма)
- Торошение 171, 172
- Точка вращения 192
- Траверс 240, 254
- Трансгрессии моря 202—207, 209, 213—215
- Трансформация волн 37, 38, 50, 61, 222, 227
- Тростниковый берег 167
- Угол видимости 34, 97
- Угол подхода 62, 72, 82, 228, 230, 232
- Угол фи 62, 82, 104, 232
- Уклон дна 82
- Унаследованность абразионных процессов 129
- Унаследованность береговых форм рельефа 215
- Урез воды 21, 34, 41, 51, 70, 83
- Уровень моря 34
- Уступ размыва 97, 118
- Участок двухстороннего размыва 254, 255

- Участок насыщения потока наносов 82
- Фазовая скорость 44, 57, 230
- Факторы динамики береговой зоны 7, 34, 198, 215, 227
- Фарватер 229, 245, 255
- Фарос 158
- Фестоны пляжевые 111, 112
- Фланговые бары 134, 138, 143
- Фландрская трансгрессия 17, 18, 84, 87, 93, 95, 174, 193, 197, 204, 209, 211, 215, 216
- Флотация 82
- Флуктуации линии берега 80, 83
- Фокусы действия приобья 58
- Формы выламывания 129
- Формы дефляционные 151
- Формы ледового происхождения 171, 172
- Химическая седиментация 81
- Холмик-коса 150, 155
- Холмик скупивания 155
- Цикловые береговые линии 216
- Циклы выравнивания 193
- Цунами 31, 36, 58, 80
- Ченнер 99, 112, 113
- Чениер-плен 99, 113
- Черноморские древние береговые линии 214, 217
- Шермы 194
- Широтная зональность береговых процессов 7, 34, 35
- Шпора 240, 255
- Шхерный берег 175, 194
- Эволюция берегов 113—115, 117, 194
- Эволюция малых акваторий 194
- Эволюция при относительном опускании (погружении) 117
- Эволюция при относительном поднятии 117
- Эволюция удлинённых акваторий 24, 113—115
- Эвронные котлы 129
- Эвстатические колебания уровня моря 196, 199, 213, 218
- Энергетическая равнодействующая волнения 21, 22, 224, 225, 226
- Энергетическая равнодействующая волнения волнового режима 25, 222, 224
- Энергия береговых процессов 35
- Эолово-прибойные валы (см. дюны валообразные)
- Эолианиты 154, 155, 156
- Эрозионные желоба 130
- Эрозия берега 13
- Эстуарий 29, 32, 36, 37, 59, 96, 194, 195
- Эстуарная циркуляция 59, 195
- Эффект Брууна 83, 189
- Языки прибойного потока 59
- Яма 35
- Яр 35
- Ячеистое выветривание береговое 130

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
I. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ И БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ	7
II. ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ	36
III. ЭЛЕМЕНТЫ ЛИТОДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ	60
IV. АККУМУЛЯТИВНЫЕ БЕРЕГА И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА	84
V. ВОЛНОВАЯ АБРАЗИЯ И АБРАЗИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ	116
VI. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ НЕВОЛНОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ	131
VII. ТИПЫ И КЛАССИФИКАЦИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ	174
VIII. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКЕАНСКИХ И МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ	196
IX. ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ И ГЕОМОРФОЛОГИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ	219
ЛИТЕРАТУРА	256
УКАЗАТЕЛЬ ТЕРМИНОВ	268

ИБ № 1150

МОРСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

(Терминологический справочник)

Заведующий редакцией *О. Д. Катогоцин*
Редактор *С. Н. Кумкес*
Младший редактор *Н. А. Рожкова*
Оформление художника *В. А. Захарченко*
Художественный редактор *Е. А. Якубович*
Технический редактор *Л. В. Барышева*
Корректор *З. В. Одина*

Сдано в набор 04.05.79. Подписано в печать 04.02.80. А08118. Формат 84×108¹/₃₂. Бумага типогр. № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печатных листов 14,7. Учетно-издательских листов 15,7. Тираж 8000 экз. Заказ № 2678. Цена 1 р. 10 к.

Издательство «Мысль». 117071. Москва, В-71, Ленинский проспект, 15.

Московская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Хохловский пер., 7

18780

5

18780