



Г.А.Сафьянов  
ГЕОМОРФОЛОГИЯ  
МОРСКИХ  
БЕРЕГОВ

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ИМ. М.В.ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Г.А.САФЬЯНОВ

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

*Рекомендовано Учебно-методическим объединением университетов  
(секция географии) в качестве учебника для географических факультетов  
университетов по специальности 11.00.04.  
"геоморфология и эволюционная география"*

*Докладчику Андрею Алексеевичу  
Степанову и авторам с  
поздравительными словами.*



МОСКВА  
1996

Учебное пособие посвящено геоморфологии морских берегов - актуальной отрасли естествознания, предмет которой - рельеф береговой зоны и побережий океана - продукт взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. Во вводных разделах кратко рассмотрены предмет, содержание и методы геоморфологии морских берегов. В гидродинамической части содержатся сведения о волнении, прибойном потоке, течениях, длинных волнах и приливах, необходимые для понимания основных закономерностей формирования рельефа береговой зоны океана. Значительное внимание уделено характеристике литодинамических процессов, закономерностям поперечного и продольного перемещения наносов. Геоморфологическая часть включает описание абразионных и аккумулятивных форм рельефа морских берегов, их морфодинамики и геоморфологических комплексов. Рассмотрены некоторые прикладные проблемы геоморфологии морских берегов, обосновывается важнейшая роль рельефа как биопродукционного фактора береговой зоны и необходимость синтеза многоотраслевых знаний о природе береговой зоны моря в целях оптимизации взаимодействия природы и человека.

Рецензенты:

доктор географических наук Ю.С. Долотов,  
доктор географических наук Р.Д. Косьян

Печатается по решению Ученого совета географического факультета  
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

Изготовление оригинал-макета - А.Г. Сафьянов

Геннадий Александрович Сафьянов

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ**

© Г.А. Сафьянов, 1996

## ПРЕДИСЛОВИЕ

После выхода в свет последнего учебного пособия по геоморфологии морских берегов (Леонтьев, Никифоров, Сафьянов, 1975) минуло 20 лет. Прошедшее время характеризовалось, с одной стороны, значительной дифференциацией знаний в отдельных разделах геоморфологии морских берегов, при которой стало затруднительно понимать друг друга даже специалистам, работающим в близких областях, а с другой стороны, наблюдались явные тенденции к синтезу знаний, поскольку на практике обнаружилась недостаточность узко специализированных подходов к ряду проблем геоморфологии морских берегов.

Последние десятилетия явились временем значительных достижений в области экспериментального исследования рельефообразующих процессов в береговой зоне моря, появления оригинальных теоретических разработок. Между тем, резко возрос и практический интерес к берегам как сфере многоцелевого использования. Особое место в решении практических задач заняли проблемы укрепления берегов от размыва, принявшие для ряда прибрежных стран характер проблем национальной безопасности. Дополнительным стимулом для отечественных прибрежно-морских исследований послужила проблема устойчивости берегов Каспийского моря, уровень которого за последние два десятка лет поднялся на 2 м. Те же события усилили интерес к берегам со стороны правительственных инстанций и привели к созданию организационных структур, призванных решать возникшие актуальные задачи. В них пришли в значительной мере специалисты, не имеющие опыта работы на берегах, не в полной мере осведомленные о достижениях геоморфологии морских берегов. Автор надеется, что данная работа окажется полезной не только студентам, но специалистам, связанным в своей деятельности с разнообразными вопросами освоения морских побережий, а также геологам и геоморфологам, занимающимся вопросами палеогеографии, изучением древних береговых линий и комплексов рыхлых отложений прибрежно-морского происхождения.

Автор длительное время общался с выдающимися отечественными исследователями геоморфологии и динамики морских берегов В.П.Зенковичем, О.К.Леонтьевым, В.В.Лонгиновым и с признательностью вспоминает их неоценимую помощь на разных этапах своего профессионального развития.

Эта книга готовилась к печати в исключительно сложных условиях финансового, технического и морально-психического характера. Без дружеского участия моих коллег по кафедре геоморфологии, географическому факультету и ответственных лиц озабоченных практикой укрепления морских берегов России, издание

учебного пособия было бы невозможно. Я благодарен за разнообразную поддержку декану географического факультета МГУ профессору Н.С. Касимову, заместителю декана географического факультета МГУ В.П. Бурову, генеральному директору НПО "Дагестанберегозащита" В.О. Мусаеву, заместителю генерального директора СНПО "Краснодарберегозащита" В.М. Пешкову, И.А. Лабутиной - за предоставление ряда содержательных иллюстраций, Н.А. Воробьевой и А.Г. Сафьянову - за помощь в подготовке рукописи к печати.

Считаю своим приятным долгом выразить благодарность сотрудникам кафедры геоморфологии географического факультета Московского университета, способствовавшим выходу этой книги, в особенности Е.И.Игнатову и Л.М.Шипилову.

*Океан представляет собой систему, явление в определенных границах. И в конце концов эти границы могут оказаться более интересными, чем само явление.*

*Р.Хорн*

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Развитие интереса к исследованию морских берегов исторически связано с осознанием огромной роли морей в становлении и развитии России. В начале XVIII века по инициативе Петра I были предприняты грандиозные даже по современным масштабам предприятия, имеющие целью изучение берегов для навигации, составления лоций и морских карт. Так возникли Великая Северная экспедиция, экспедиции Беринга и многих других наших соотечественников, маршруты которых отмечены их именами на географических картах огромных пространств от Белого моря до Аляски и Калифорнии. Этот прикладной гидрографический аспект исследования до сих пор сохраняет значение для нашей преимущественно североокеанской и тихоокеанской страны. Между тем всегда в этих исследованиях проявлялся и их фундаментальный энциклопедический характер. Неслучайно поэтому русские имели приоритет в изучении берегов арктических морей и берегов Антарктиды.

Великий русский ученый М.В.Ломоносов - помор по месту своего рождения пророчески писал 230 лет тому назад: ... "Российское могущество прирастать будет Сибирью и Северным океаном".

Тесная связь с решением практических вопросов характеризует и последующее развитие и формирование отрасли науки о морских берегах. В 1861 г. в России появляется первый курс лекций по морским сооружениям, прочитанный М.Н.Герсевановым в Инженерной академии в Петербурге. С 1929 г. изучение берегов было начато под руководством В.П.Кальянова в Государственном океанографическом институте, а в 1937 г. по инициативе Б.Ф.Добрынина при Географическом факультете Московского университета создается комиссия по изучению морских побережий, которая активно работала до начала Великой Отечественной войны, объединив вокруг себя широкий круг научных работников и инженеров.

Важным этапом в развитии науки о морских берегах явился выход в 1946 г. книги В.П.Зенковича "Динамика и морфология

морских берегов", которую характеризует широта подхода к решению задач, стройность изложения, единство и последовательность основных концепций.

Прикладные вопросы динамики морских берегов применительно к задачам портостроительства и проектирования и эксплуатации прибрежно-морских гидротехнических сооружений рассмотрены в работах П.К.Божича и Н.Н.Джунковского (1949).

В 50-е годы нашего века появляется ряд работ В.В.Лонгинова, экспериментальные исследования под руководством которого заложили фундамент наших знаний о динамике морских берегов, и завершены выходом его монографии в 1963 г.

С 50-х годов появляются учебные пособия по геоморфологии морских берегов (Леонтьев, 1955, 1961; Леонтьев и др., 1975).

Настоящий размах исследований морских берегов в нашей стране, оценку новейших достижений зарубежной науки отразила монография В.П.Зенковича (1962), удостоенная Государственной премии. С этого времени наука о морских берегах в нашей стране выходит на передовые позиции в международном плане, а В.П.Зенкович на длительное время возглавил Международную комиссию по исследованию морских берегов.

Появляется ряд работ регионального кадастрового характера, посвященных описанию берегов нашей страны, - Черного и Азовского морей (В.П.Зенкович), Каспийского (О.К.Леонтьев, Г.И.Рычагов, Е.Г.Маев, А.И.Халилов), Берингова (А.С.Ионин), дальневосточных морей (А.С.Ионин, П.А.Каплин, В.С.Медведев и др.), Аральского моря (В.И.Лымарев), Балтийского моря (В.Л.Болдырев, Р.Я.Кнапс, К.К.Орвику и др.).

Важнейшие вопросы осадкообразования в береговой зоне морей рассмотрены в монографии Е.Н.Невесского (1967), а вполедствии обширный коллектив исследователей под его руководством выполнил ценные работы того же направления по Белому морю. Достигнуты существенные успехи в исследовании закономерностей размещения россыпных полезных ископаемых в береговой зоне моря (А.А.Аксенов, Е.Н.Невесский, Ю.А.Павлидис, Ф.А.Щербаков).

Ценные сводки составлены П.А.Каплиным по фиордовым побережьям СССР, а также по новейшей истории побережий Мирового океана, а специфические вопросы геоморфологии приливных берегов рассмотрены во многих работах В.С.Медведева. В области изучения морского волнения статистическими и специальными методами фундаментальные результаты получены Ю.М.Крыловым,

С.С.Стрекаловым, Л.А.Ещенко, В.Ф.Цыплухиным, Г.В.Ржеплинским, Г.В.Матушевским, которые обогатили наши знания о трансформации волн в береговой зоне, и их воздействии на берега и сооружения.

С конца 50-х гг. отечественные исследователи ведут значительные работы и за рубежом, в том числе на берегах и мелководьях тропических морей, что обеспечило приток новых данных по явлениям и процессам, не представленным на морских берегах СССР. Широкое плодотворное сотрудничество осуществлялось ранее в рамках научных программ СЭВ, - итогом такой работы служат весьма содержательные экспериментальные исследования процессов береговой зоны по международным экспериментам "Любятово - 1974", "Любятово - 1976", "Камчия - 77". Позднее по материалам этих исключительно ценных наблюдений издан ряд сборников, в том числе на английском языке была издана монография "Динамические процессы в береговой зоне моря" (С.М.Анцыферов, И.О.Леонтьев, Н.В.Пыхов, Н.С.Сперанский и др., 1990).

Конкретные достижения имеются в области исследования взаимодействия береговой зоны и подводных каньонов (Л.Г.Галанов, В.П.Зенкович, В.Л.Меншиков, В.М.Пешков, Г.А.Сафьянов), исследования абразии (Ф.Э.Аре, Н.В.Есин), структурно-геоморфологического анализа побережий (Л.Г.Никифоров), литодинамических процессов на берегах и моделирования береговых процессов (С.М.Анцыферов, А.С.Девдариани, Н.В.Есин, Р.Д.Косьян, И.О.Леонтьев, Н.В.Пыхов, Н.С.Сперанский, Б.А.Шуляк), обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления (Ю.С.Долотов, Е.Н.Невесский, Ю.А.Павлидис, Ф.А.Щербаков), оценке роли колебаний уровня в развитии берегов (П.А.Каплин, Г.И.Рычагов), геоморфологии и динамики прибрежных лагун (П.Ф.Бровко), эстуариев (Г.А.Сафьянов), экологии береговой зоны (В.И.Лымарев, Н.А.Айбулатов, Ю.В.Артюхин, Г.А.Сафьянов). Заметные успехи достигнуты в области подводного морского ландшафтоведения и научных основ марикультуры (К.М.Петров, В.И.Лымарев, В.М.Литвин, К.М.Хайлов, В.В.Федоров). При этом выявлена фундаментальная роль рельефа в формировании ландшафтов.

До распада СССР наиболее интересные результаты в области берегоукрепления и инженерной морфодинамики были получены на берегах Грузии (В.П.Зенкович, А.Г.Кикнадзе, Ф.Г.Меладзе, В.Л.Меншиков, В.М.Пешков, В.Г.Сакварелидзе и др.), однако в последние годы эти работы практически прекращены. В настоящее время впечатляющие успехи в этой области за короткое время достигнуты на российских берегах Черного моря (В.М.Пешков, С.А.Катков), а также на российских берегах Балтики (В.Л.Болдырев).

В самые последние годы, несмотря на большие трудности в организации экспедиции, одна за другой выходят монографии по геоморфологии и осадкам шельфа различных районов Мирового океана, представляющие собой итоги десятилетий работы выдающихся отечественных исследователей - сотрудников Института океанологии РАН (Ионин, Медведев, Павлидис, 1987; Аксенов, Дунаев, Ионин и др., 1987; Павлидис, 1992; Ионин, 1992). В значительной мере эти работы посвящены современной береговой зоне и анализу палеогеографических событий недавнего прошлого, в них сосредоточен огромный фактический материал, дается критический анализ предшествующих исследований. В США издан большой сборник статей отечественных исследователей, посвященный берегам Черного моря (Coastlines of the Black Sea, 1993). Эта серия публикаций продолжает и традиции кадастровых описаний. Наиболее полное отражение попытка кадастрового описания берегов Мирового океана получила в изданной большим тиражом книге "Берега" (Каплин, Леонтьев, Лукьянова, Никифоров, 1991).

Большое внимание уделено исследованиям дельтовых берегов (В.Н.Коротаев, В.Н.Михайлов, Р.С.Чалов). Геоморфологами Московского университета проведен содержательный анализ цунамиопасных районов (Диденко, Игнатов, Фроль, 1995), а также выполнена работа огромной социальной значимости - составлен технико-экономический доклад по защите берегов Каспийского моря в пределах России (ТЭД "Каспий", 1992, - Е.И.Игнатов, П.А.Каплин, Г.И.Рычагов, Г.А.Сафьянов и др.).

Таким образом, благодаря правильно выбранным направлениям, разнообразию методических подходов, сложившейся мощной школе исследователей берегов, научные и прикладные исследования морских берегов в России продолжают вполне успешно.

Ведущее место занимает наша страна и в области подготовки специалистов по изучению морских берегов. Морфология и динамика морских берегов изучаются на географическом и геологическом факультетах Московского, Ростовского, Дальневосточного, Калининградского университетов, а также в ряде других вузов. Осуществляется также широкая подготовка аспирантов как в названных вузах, так и в академических институтах. Важное место в системе подготовки кадров занимает выпуск учебников и учебных пособий. Автор надеется, что издание этой книги будет содействовать улучшению подготовки специалистов в области геоморфологии и динамики морских берегов - актуальной и перспективной отрасли естествознания.

## 2. ПРЕДМЕТ, СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Геоморфология морских берегов - раздел общей геоморфологии. Предмет ее изучения - рельеф, его динамика, происхождение и история формирования береговой зоны морей и океанов.

Береговая зона является зоной взаимодействия гидросферы, литосферы, атмосферы и биосферы. Береговая зона представляет собой арену интенсивной хозяйственной деятельности человечества, таким образом это взаимодействие усложняется участием ноосферы, или техносферы. Только в береговой зоне - и нигде более - имеет место взаимодействие и взаимопроникновение гидросферы, литосферы, атмосферы, биосферы и техносферы.

Береговая зона морей и океанов принадлежит к числу важнейших геофизических границ Земли. С одной стороны, она довольно четко определена приуроченностью к границе раздела сред с различной плотностью - воздушной и водной, спроектированной на поверхность третьей среды - твердой, в пределах которой и возникают при действии прибрежно-морских процессов разнообразные формы рельефа. С другой стороны, даже линия уреза воды характеризуется непостоянством и меняет свое положение в зависимости от штормовых условий, фазы прилива, давления атмосферы и многих других переменных. В частности, на протяжении плейстоцена граница суши и океана неоднократно смещалась в пределах от +5 м до -110 м по отношению к нулю современного уреза. Подъем уровня океана в ходе последней послеледниковой трансгрессии сопровождался замедляющимся во времени перемещением береговой линии в сторону континентов, пока около 6 тысяч лет тому назад не установился относительно постоянный (в пределах +2 м) уровень океана. Таким образом, возраст современной береговой зоны океана равен 6 тысячам лет в предположении относительного постоянства ее пространственных границ.

Границы береговой зоны океана или моря определяются действием специфических для нее процессов. Таким специфическим для береговой зоны процессом считается волнение (Зенкович, 1946, 1962; Лонгинов, 1963). Верхнюю границу береговой зоны обычно проводят по верхней границе ежегодно повторяющихся максимальных заплесков прибойного потока. С определением нижней границы дело обстоит не столь ясно.

Ряд исследователей указывает на существенное действие волн до глубин около 20-30 м. На больших глубинах основная роль в перемещении наносов придается действию приливных течений (в том числе, при совместном действии их с волнением), тогда как, с другой стороны, специальное исследование о движении наносов мористее зоны разрушения волн (Silvester, 1970) заключается замечанием, что "весь континентальный шельф - арена воздействия океанической зыби на осадки". Таким образом, конкретные оценки границ береговой зоны нельзя считать общепринятыми и имеющими четкие критерии. Они могут быть однако выработаны на основе учета закономерностей распределения волнения в Мировом океане.

Учитывая различие предельных глубин воздействия волн на дно, можно считать, что каждым волнением определяются индивидуальные границы "собственной" береговой зоны. Объективным методом определения нижней границы береговой зоны должно стать применение статистики волн - режимных функций распределения параметров волн - к анализу глубин воздействия волнения на дно.

Наиболее перспективным подходом к определению границ береговой зоны является подход, основанный на анализе режимных функций распределения параметров волн. С этих позиций можно говорить о границах береговой зоны 50% или 20% обеспеченности, подразумевая, что соответствующие оценки основаны на параметрах волн фиксированной обеспеченности.

Вместе с тем, любой реально существующий участок береговой зоны является результатом воздействия параметров волн различной обеспеченности, и неизвестно, определяется ли его геоморфологический облик длительным действием волн 50% -ной обеспеченности или кратковременным воздействием жестоких штормов, например, 0,1 %- ной обеспеченности. Исходя из этого ясно, что верхняя часть береговой зоны отражает преимущественно воздействие средних волновых условий, тогда как нижняя часть формируется преимущественно крупными волнами малой обеспеченности.

В связи с определением степени интенсивности воздействия волнения на дно, была сделана попытка ввести понятие динамического возраста береговой зоны (Сафьянов, 1978). Целесообразность введения такого понятия следует в частности из зонального распределения ледового покрова на морях высоких широт. При наличии ледового покрова на арктических морях и в морях умеренных широт воздействие волнения на их берега относительно ослаблено. Так например, динамический возраст береговой зоны восточной части моря Лаптевых (80% года море покрыто льдом) составит лишь  $6000 \text{ лет} \times 0,2 = 1200$  лет, а для восточной части Восточно-Сибирского и западной части Чукотского морей - всего лишь 600 лет.

Другой физический параметр, относящийся к границам береговой зоны - ее протяженность. Длина берегов может быть дана лишь приблизительно, поскольку неизбежно возникают проблемы, связанные с генерализацией контуров береговых линий на картах различных масштабов.

Граница континентов и Мирового океана протянулась на 473 тысячи километров (Саго, 1956). Распределение длин берегов по отдельным континентам представлено в табл. 1.

Если полагать, на основе изучения гранулометрии донных осадков шельфа, что глубина внешней границы береговой зоны океана в целом около 60 м (Сафьянов, 1978), то площадь береговой зоны океана составляет не менее 15 млн. км<sup>2</sup>, то есть не менее 10%

Таблица 1

Длина береговых линий континентов (тыс. км)

|  |       |
|--|-------|
| Евразия  | 190,8 |
| Северная Америка (с островами Центральной Америки) | 134,7 |
| Южная Америка                                      | 39,9  |
| Африка   | 36,2  |
| Австралия (с Океанией)                             | 49,7  |
| Антарктида   | 22,2  |
| Всего:   | 473,3 |

поверхности земной суши. Из самой величины поверхности береговой зоны океана следует ее важнейшая геофизическая роль.

Береговая зона по характеру движений воды разделяется на область колебательных волновых движений воды, область разрушения волн и область действия прибойного потока.

Полоса дна между нижней границей береговой зоны и линией разрушения волн представляет собой подводный береговой склон. Возвратно-поступательное движение воды, возникающее между областью последнего разрушения волны и вершиной заплеска, формирует прибойный поток. Морфологическая и литологическая

область, формируемая прибойным потоком при наличии обломочного материала, называется пляжем.

Процесс разрушения берегов или подводного склона волнами и прибоем называется абразией. Созидательная работа волн, прибоя и течений сопровождается формированием донных и береговых аккумулятивных форм рельефа.

Береговой уступ, формирующийся в результате подрезания абразией морского края суши, получил название клифа, а прилегающая к нему субгоризонтальная поверхность, выработанная волнами и прибоем, образует бенч. Если бенч распространяется на значительную часть подводного берегового склона, то его именуют абразионной платформой.

Линия пересечения современной поверхности моря с поверхностью суши образует береговую линию. Вследствие относительных или абсолютных колебаний уровня океана или моря, береговые формы рельефа могут оказаться выше или ниже того уровня, на котором они формировались. Комплексы таких реликтовых форм получили наименование древних береговых линий. Полоса поверхности литосферы, в пределах которой сохранились древние береговые линии вместе с современными формами рельефа, называются побережьем. Чаще всего в понятие побережья принято наряду с современным рельефом включать надводную часть берега, на которой сохранились следы воздействия прибрежно-морских процессов. Пространственные ограничения понятий, относящихся к различным геоморфологическим элементам побережья представлены на рис. 1.



Рис. 1. Схема строения побережья

Большинством исследователей береговая зона понимается как поверхность, рельеф которой создан волнами при данном уровне моря (Зенкович, 1946, 1962). На самом деле береговая зона имеет определенную, в общем случае переменную по профилю толщину и занимает некоторое трехмерное пространство. Несомненно, что она - часть контактной зоны океана. Донную контактную зону В.В. Лонгинов (1977, с.100) определяет как "зону механического взаимодействия движущихся масс воды и донного материала между собой и с неподвижным дном". Можно, по-видимому, считать, что береговая зона представляет собой часть донной контактной зоны океана, в которой градиенты взаимодействия вдоль поверхности дна имеют максимальные величины.

Следует иметь в виду, что современная береговая зона океана, как и побережья, окаймляющие континенты, представляют собой часть ландшафтной оболочки Земли, подвергающуюся воздействию множества факторов и процессов с различным характерным временем воздействия. Так например, при оценке эффективности воздействия волн на берега для интервалов времени до нескольких лет можно пренебречь изменениями уровня, составляющими первые миллиметры или доли миллиметров в год. Однако такие изменения уровня, действуя в течение тысячелетий, охватывают периметр всех берегов Мирового океана и определяют генеральный фон для действия процессов с меньшим периодом. Поэтому при оценке роли того или иного процесса нужно ясно представить себе пространственные и временные рамки его воздействия на берега (рис.2).

Все процессы, имеющие периоды действия до 0,1 года, такие как волны разнообразной природы, приливы или золовый перенос воздействуют главным образом на верхнюю часть береговой зоны (пляж) и имеют протяженность вдоль берегов порядка длин береговых аккумулятивных форм (обычно до 300 км).

Процессы и факторы с периодом действия от долей года до сотен лет такие, как сезонная изменчивость штормов, приток наносов, антропогенное воздействие, деформации подводного берегового склона, геоморфологические изменения проливов и мысов охватывают пространства от первых километров до 10 тысяч километров.

Такие глобальные процессы, как изменения уровня океана, обусловленные оледенениями, охватывают интервалы времени в десятки и сотни тысячелетий и проявляются на огромных пространствах, охватывающих тысячи и десятки тысяч километров.

Основным методом геоморфологии морских берегов является изучение рельефа с помощью разнообразных съемок. Учитывая, что наибольшая часть береговой зоны расположена под водой, решающую роль в геоморфологии играют съемки подводного берегового склона с

помощью косвенных методов, прежде всего эхолотирования. Часто эхолотирование применяется в комплексе с сейсмоакустическими методами, позволяющими получить представление о распространении и свойствах чехла рыхлых отложений. Однако во многих случаях косвенных методов изучения рельефа недостаточно, и важное место занимают подводные наблюдения с помощью легководолазной техники, а также с применением погружаемых аппаратов. При этом широко используется фотографирование дна.



Рис.2. Временные и пространственные масштабы береговых изменений (Fenster, Dolan, 1993). Каждый прямоугольник отражает пространственное (вдольбереговое) воздействие различных процессов или антропогенных факторов, ответственных за перемещение береговой линии, и длительность этих процессов.

Основные черты рельефа берегов и прибрежных мелководий, а также некоторые вопросы литодинамики десятилетиями изучаются с

помощью аэрофотосъемок, а в последние годы широкое распространение получило и исследование рельефа и процессов береговой зоны океана с помощью дистанционной космической съемки. Применение специализированных съемок в различных зонах спектра позволяет резко увеличить объем получаемой из космоса информации. Космические съемки обладают колоссальными возможностями в отношении объемов получаемой информации и повторении съемок через необходимые интервалы времени для получения динамических характеристик явлений.

В большинстве случаев массовые перемещения наносов проявляются в изменениях рельефа береговой зоны. Именно поэтому изучение массовых перемещений наносов представляет собой основное средство исследования динамики рельефа. И наоборот, динамика рельефа (морфодинамика) - одно из самых надежных средств исследования массовых перемещений наносов.

Для изучения динамики наносов (литодинамики) применяется широкий набор методов, частично заимствованных из смежных наук, а частично, созданный применительно к геоморфологическим задачам. Успешно применяются методы индикации движения наносов мечеными частицами, широкое распространение получили методы естественной индикации, когда в качестве трассеров используется минералогический или петрографический состав естественных наносов, а также изменения гранулометрического состава.

Вообще методы постановки экспериментов в природных условиях получили приоритетное место в работах геоморфологов-береговиков.

Движение наносов изучается в морфодинамике и с энергетических позиций, поскольку литодинамика береговой зоны неразрывно связана с движением и трансформацией волн и возникновением производных течений. Исследование трансформации волн в береговой зоне немислимо без учета рельефа подводного берегового склона.

Многие вопросы динамики прежде всего подводного рельефа трудно изучить в условиях штормового моря, и поэтому для выявления деталей природных процессов уже со времен Леонардо да Винчи широко применяется лабораторное моделирование.

В последние годы, в связи с возросшими техническими возможностями, большое распространение получили и методы математического моделирования динамики рельефа.

Как и в других науках географического цикла, важнейшее место в геоморфологии морских берегов занимает картографирование. Анализ пространственного положения объектов геоморфологического

картографирования морских берегов и побережий дает возможность не только восстановить историю возникновения рельефа, но и представляет средство прогноза динамики и эволюции рельефа. Даже если исходить из необходимости раскрытия основных закономерностей массовых перемещений наносов, то и тогда следовало бы начать с изучения волнения, течений и других движений воды - гидродинамики береговой зоны моря. Следует заметить, что рельеф мелководий - ведущий фактор трансформации волнения, приливов и течений. Вместе с тем многие геоморфологические особенности берегов в значительной мере - результат воздействия гидрогенных процессов.

Поэтому в первой части учебного пособия рассматриваются вопросы гидродинамики береговой зоны. Движения воды сопровождаются массовыми перемещениями наносов, разрушением коренных пород, измельчением наносов. Общие закономерности движения наносов при действии экзогенных агентов и силы тяжести составляют предмет литодинамики береговой зоны. Практически наиболее важной частью литодинамических исследований является установление закономерностей изменения рельефа береговой зоны. Во второй части книги предпринимается попытка рассмотрения литодинамики береговой зоны. Под морфодинамикой береговой зоны моря понимаются обычно кратковременные изменения рельефа, происходящие на протяжении интервалов времени порядка длительности шторма или сезонных штормовых циклов. Несомненно, что это наиболее интересная часть геоморфологии морских берегов и весьма ценная - в практическом отношении. Вместе с тем геоморфология морских берегов гораздо шире по содержанию, - она включает также и ту эволюцию рельефа, которая является продуктом длительного развития берега в сложной геолого-географической обстановке. Для формирования облика побережья, наряду с действием современных процессов, могут иметь важнейшее значение предшествующая история развития региона, длительные колебания уровня океана, тектонические движения, изменения поступления наносов, изменения климата. Все эти и многие другие условия получают интегральное воплощение в особенностях геоморфологии побережья.

Третья часть книги посвящена морфодинамике и геоморфологии морских берегов.

ЧАСТЬ I  
ГИДРОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

*Изучая движение воды, не забудь из  
каждого обнаруженного явления  
сделать вывод для практики, чтобы  
твоя наука не осталась бесполезной.*  
Леонардо да Винчи

3. ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ  
ПРОЦЕССОВ

Единым процессом, объединяющим все виды движения вещества в береговой зоне, можно считать процесс трансформации и рассеивания механической, химической и тепловой энергии прибрежных вод, поступающей в береговую зону. Сама береговая зона является областью трансформации и рассеивания энергии прибрежных вод в процессе их взаимодействия с твердым веществом литосферы.

Основным источником энергии для процессов перемещения вод и наносов береговой зоны, для разрушения коренных пород служит энергия ветровых волн и возбуждаемых им течений. С ростом глубины происходит быстрое затухание волновых скоростей, поэтому воздействие волн на дно ограничивается обычно глубинами в первые десятки метров и лишь при наиболее сильных штормах распространяется до глубины около 100 м. Ветер не только приводит к появлению волн, но и способен вызвать ветровые (дрейфовые) течения, перемещать пляжевые пески, что ведет к возникновению дюн и других эоловых форм рельефа морских побережий. Системами ветров на поверхность океана передается кинетическая энергия порядка  $10^{11}$  кВт ( $1 \text{ кВт} = 10^{10} \text{ эрг с}^{-1}$ ). Основная часть энергии, поступающей в океан из атмосферы, а также за счет приливных колебаний уровня, рассеивается в береговой зоне океана.

Наибольшая доля общей энергии, приходящей в береговую зону, связана с ветровыми поверхностными волнами. Волна высотой 3 м переносит около 100 кВт энергии на 1 м линии гребня. В среднем ветровые волны в океане имеют высоту около 1 м, и переносимая ими мощность составляет около 10 кВт на 1 м фронта волны. При длине береговой линии Мирового океана 468 тыс. км общая диссипируемая энергия составляет величину порядка  $4,7 \cdot 10^9$  кВт. Однако это значение, по-видимому, слишком велико для осредненной диссипации энергии на берегах Мирового океана, поскольку не все береговые линии экспонированы к открытому океану. Более приемлемая оценка средней скорости диссипации энергии поверхностными волнами в прибрежных водах составляет от 1/2 до 2/3 этой величины, а именно  $3,1 \cdot 10^9$  кВт.

Вторым по значимости источником энергии для гидродинамических процессов, а также для перемещения осадков

служат приливные волны. Рассеивание их энергии происходит главным образом в пределах мелководий океана. Главная часть приливной энергии расходуется в виде сильных течений в мелководных районах, подобных шельфам Берингова, Охотского морей и шельфу Аргентины. Общая величина расхода энергии лунных и солнечных приливов на мелководье Мирового океана — около  $2,7 \cdot 10^9$  кВт, т.е. несколько меньше величины энергии, определяемой действием волн.

Другие источники энергии играют сравнительно небольшую роль в прибрежных водах. Даже наиболее эффективные волны цунами, являющиеся причиной гибели многих людей и разрушения береговых сооружений малозначимы, поскольку мощные цунами с энергией в  $5 \cdot 10^{15}$  Дж случаются примерно 5 раз в столетие, а осредненная величина диссипации энергии цунами около  $10^5$  кВт. Гораздо более очевидной в последние годы стала роль краевых и инфрагравитационных волн. Однако отсутствует возможность оценки относительного вклада их в общую энергию гидрогенных процессов береговой зоны океана. По-видимому, отчасти или в значительной мере, источником их энергии становится перераспределение энергии ветровых волн в сравнительно низкочастотную область. Можно считать, что общая оценка диссипации механической энергии на мелководьях океана составляет около  $6 \cdot 10^9$  кВт.

Очевидно, что исследование процессов в береговой зоне должно быть основано как на тщательной оценке количеств энергии, поступающих из различных источников, параметров волн и действия течений, так и на определении механизмов взаимодействия волн, течений и осадков.

Возникает необходимость в уточнении некоторых общих понятий и терминов, используемых при описании явлений в береговой зоне. Границы береговой зоны проводятся там, где заканчивается действие типичных для нее процессов. За нижнюю границу ее обычно принимают глубину, на которой начинается перемещение песчаных частиц волнением. Верхняя граница проводится за верхней границе наиболее мощных ежегодно повторяющихся заплесков, хотя нередко она маскируется действием субаэральных процессов.

Береговая зона по характеру движений воды и вызываемых ими перемещений наносов может быть разделена на подзоны: 1) колебательных волновых движений воды, 2) разрушения волн (прибойную) и 3) действия прибойного потока (заплеска).

Первая область охватывает подводную часть береговой зоны от начала движения наносов и до области разрушения волн. Вторая — может быть исключительно разнообразной как по характеру движения воды, так и по своему протяжению, в зависимости от рельефа и параметров волны. Третья — располагается от места последнего разрушения волны до вершины заплеска.

Даже изучая только лишь литодинамику береговой зоны следует раньше исследовать закономерности движения воды, вызываемые волнением, а также некоторые способы их описания.

#### 4. ВОЛНЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

##### Общие сведения о волнении

Волна представляет собой такую форму периодического движения, при которой частицы среды совершают колебания вокруг некоторого центра.

В дальнейшем будут использованы следующие понятия, определяющие элементы волн (рис. 3).

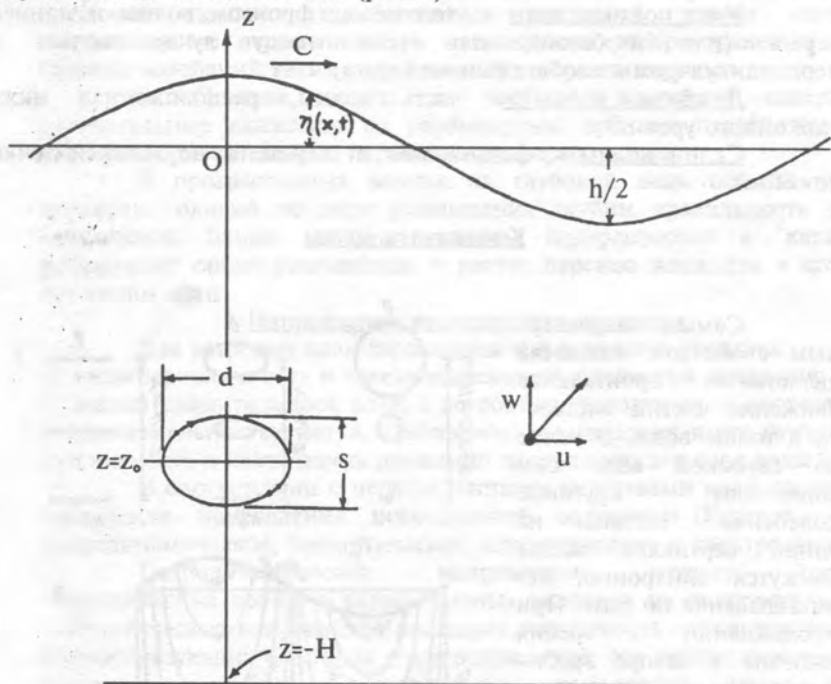


Рис. 3. Система координат и профиль волны.

Длина волны ( $\lambda$ ) - расстояние по горизонтали между ближайшими точками поверхности волны, находящимися в одинаковой фазе движения.

Высота волны ( $h$ ) или двойная амплитуда колебания ( $2a$ ) - расстояние по вертикали от вершины волны до нижней точки ложбины.

Период волны ( $\tau$ ) - время, необходимое для повторения одинаковых фаз движения.

Частота ( $\mu = 2\pi/\tau$  или  $1/\tau$ ) - величина, обратная периоду волны.

Скорость распространения волны (фазовая скорость) (С) - отношение длины волны к ее периоду. Второе ее определение связано с перемещением в виде волн не материальных частиц, а формы волны, зависящей от фазы волнового движения.

Гребень волны - верхняя часть волны, выступающая над спокойным уровнем. Наивысшая точка волны - ее вершина.

Фронт волны - линия, проходящая вдоль гребня волны.

Луч (ортогональ) волны - линия, перпендикулярная фронту волны и направленная в сторону ее распространения.

Угол подхода волн - угол между фронтом волны и линией берега (или изобатой), или угол между лучом волны и перпендикуляром к изобате (линии берега).

Ложбина волны - часть волны, расположенная ниже спокойного уровня.

Склон волны - часть волны от вершины до нижней точки ложбины.

### Кинематика волны

Самым характерным свойством волнения является орбитальное движение частиц жидкости в толще воды. В волне на глубокой воде они совершают круговые колебания. Частицы на одной вертикали всегда движутся синхронно, без запаздывания по фазе. При прохождении гребня частицы в створе гребня перемещаются в направлении распространения волны, при прохождении ложбины - движутся в противоположном направлении. Таким образом, за период волны происходит непрерывная смена направления движения. В смене знака движения состоит коренное отличие волнового потока от поступательного (рис.4) иллюстрирует волновое движение в толще жидкости.

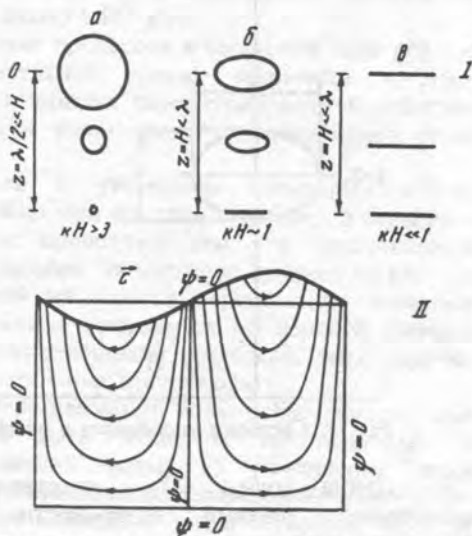


Рис. 4. Схема кинематики прогрессивной (бегущей) волны.

1 - траектории частиц жидкости: а - глубокая вода, б - не очень глубокая вода, в - мелкая вода; 2 - линии токов

волновое движение в толще жидкости.

По мере увеличения глубины орбиты движения частиц жидкости быстро уменьшаются, в соответствии с этим происходит затухание орбитальных скоростей.

По характеру перемещения частиц жидкости во взволнованной толще можно выделить типы волн:

1. Прогрессивные волны, имеющие видимое поступательное движение формы волны, тогда как сами, частицы колеблются вокруг некоторых центров.

2. Волны перемещения или поступательные — частицы жидкости помимо колебательных движений имеют еще и поступательное перемещение в направлении распространения волн. Орбиты колебаний таких волн оказываются разомкнутыми.

3. Стоячие волны — частицы жидкости совершают колебательные движения по разомкнутым орбитам параболического вида без горизонтального перемещения формы волны.

В прогрессивных волнах на глубокой воде орбиты частиц замкнуты, однако по мере уменьшения глубин правильность орбит нарушается, ближе ко дну эллипсы превращаются в "караваи", размыкание орбит усиливается — растет перенос жидкости в сторону движения волн.

#### Направления исследования волнения

Для ветровых волн характерны три основных свойства:

- 1) квазипериодичность и взаимозависимость элементов движения;
- 2) тесная связь размеров волн с ветровыми условиями — скоростью и продолжительностью ветра, протяженностью водоема и его глубинами;
- 3) сложность и хаотичность движений поверхностного слоя воды.

В соответствии с перечисленными свойствами волн сложились следующие направления исследований волнения (Крылов, 1966): гидродинамическое, энергетическое, статистическое и спектральное.

Гидродинамическое направление изучает простые периодические волны в разнообразных условиях их распространения. Энергетическое направление исследует зависимость элементов волн от волнообразующих факторов — скорости ветра, его продолжительности, разгона и глубин. Статистическое направление имеет целью исследование разнообразия элементов волн. В последние годы бурно развиваются спектральные исследования, ставящие целью объединение указанных трех направлений и создание на этой основе стройной физической теории явления.

Основной метод гидродинамических исследований волн состоит в математическом изучении периодических движений идеальной (невязкой) жидкости со свободной поверхностью.

Энергетическое направление изучения волн имеет ряд недостатков. Сложное волновое движение заменяется системой правильных двухмерных волн. Такая схематизация приводит к выводу о том, что размеры волн зависят только от величины скорости ветра, продолжительности ветра и расстояния от подветренного берега. В

действительности же волновое поле является сложной функцией синоптических и морфометрических условий водоема.

Важнейшим свойством волн является сложность и хаотичность структуры взволнованной поверхности. Изучение этого свойства велось двумя путями: 1) исследовались законы распределения наблюдаемых элементов волн — высоты, периода, длины; 2) изучалась внутренняя спектральная структура взволнованной поверхности.

Главная задача статистики волн состоит в изучении функций распределения элементов волн, характеризующих разнообразие их числовых значений. Различают два рода функций распределения. Одни описывают разнообразие элементов волн за малый промежуток времени, в течение которого средние элементы волн можно приблизительно считать постоянными; их называют квазистационарными функциями, или функциями распределения (рис 5). Другие характеризуют разнообразие элементов волн в многолетнем разрезе, их называют режимными.

Спектральное направление позволяет преодолеть формалистичность статистики волн и ее оторванность от физики процесса, и успехи спектрального направления уже наметили слияние физики и статистики волн.

Известно, что любое сложное волновое движение может быть описано совокупностью простых волн. Распределение энергии между этими простыми волнами характеризуется энергетическим спектром. Изучение энергетического спектра морских волн позволяет подойти к анализу физической сущности волнового процесса.

*Рис. 5. Интегральные функции распределения высоты волновых колебаний для двух записей волнографа*

#### Теории волнового движения

В настоящее время в практике исследования морских берегов используется пять теорий волн. Общая характеристика формы волны и сферы применения этих теорий обозначены на рис. 6.

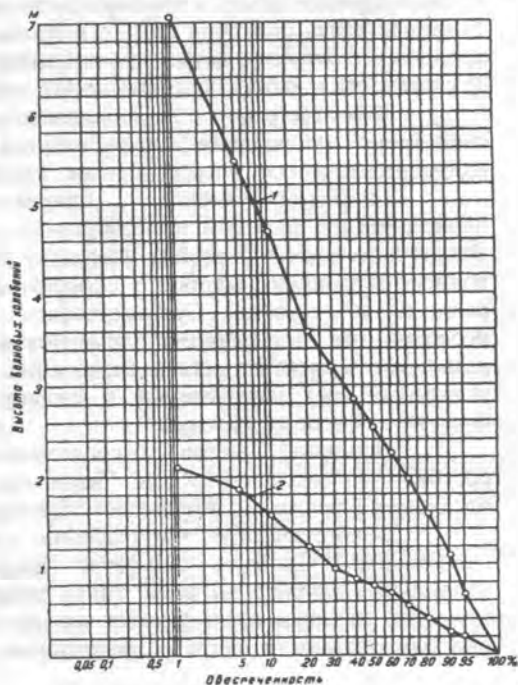


Рис. 6. Основные черты теорий волн



Волны Эри (синусоидальные)

Применение: волны малой амплитуды на глубокой воде



Волны Стокса и Герстнера (трохоидальные)

Применение: волны конечной амплитуды на глубокой, промежуточной и мелкой воде



Кноидальные волны

Применение: волны конечной амплитуды на промежуточной и мелкой воде



Одиночные волны

Применение: одиночные или изолированные гребни ограниченной амплитуды, движущиеся на мелкой воде

Наибольшей популярностью среди них пользуется теория волн Эри, теория Стокса и теория одиночных волн. Другие теории из-за относительно узкой области применения или других особенностей характеризуются здесь в самом общем виде.

Теория волн Эри (линейная теория волн малой амплитуды)

При выводе уравнений линейной теории гравитационных волн малой амплитуды на поверхности идеальной жидкости исходят из следующих предпосылок (Кочин, Кибель, Розе, 1963):

1. Жидкость идеальна, т.е. влияние сил вязкости на волнение несущественно.

2. Жидкость несжимаема и однородна.

3. Жидкость находится в поле силы тяжести, и волновое движение, возникающее при действии возмущений (например, импульсов давления), приложенных в начальный момент времени, является потенциальным, т.е. невихревым.

Насколько реальны предпосылки теории?

Предпосылка о малой вязкости воды подтверждается, например, наблюдениями за движением штормовых волн от берегов Антарктиды, которые были последовательно прослежены на акватории Тихого океана вплоть до Гавайских островов. Это свидетельствует о незначительных затратах энергии на вязкость и позволяет в некоторых задачах считать воду идеальной (невязкой).

Предпосылка о несжимаемости жидкости довольно реальна ввиду того, что вода обладает объемной прочностью практически равной прочности стали, а однородность ее на небольших расстояниях в общем случае тоже вполне реальна.

Третье условие можно также считать недалеким от действительности.

Профиль свободной поверхности воды  $\eta(x,t) = h/2 \cos(kx - \sigma t)$  представляет собой синусоидальную волну с амплитудой  $a = h/2$ , бегущую в положительном направлении оси  $OX$ . Ось  $OZ$  направлена вверх (рис. 3).

В развитии теории используются линейные уравнения, и по этой причине она часто называется линейной теорией волн.

В ней предполагается, что свободная поверхность очень мало отклоняется от уровня покоя и квадраты вертикальных составляющих орбитальных скоростей являются пренебрежимо малыми величинами. Это пренебрежение вызвано техническими трудностями при точном решении нелинейных уравнений. Их преодоление достигается тем, что в теории рассматриваются малые волны, для соотношения высоты и длины которых справедливо условие  $h/\lambda \ll 1$ . Это условие не является очень жестким. Предельная крутизна волны  $h/\lambda \sim 0,15$ . Приведенное же условие требует для  $h/\lambda$  величины порядка 0,01. Таким образом, океанские волны длиной 50-100 м и высотой порядка 1 м полностью удовлетворяют этому условию.

Необходимо точнее определить содержание понятия "глубокая вода". Общепринятая граница глубокой воды определяется как  $H > \lambda_0/4$ , то есть глубина больше четверти длины волны на глубокой воде. Этот предел дает 5% ошибку, что приемлемо для большинства приложений. Нередко определяют "глубокую воду" как глубину больше половины длины волны. Этот предел слишком строг для большинства практических случаев, и его ошибка всего 0,37% (Комар, 1974). Фундаментальный результат теории представляет соотношение

$$\sigma^2 = gk \operatorname{th}(kH) \quad (4.1)$$

Здесь  $\sigma = 2\pi/\tau$  (круговая частота) и  $k = 2\pi/\lambda$  (волновое число) - гармонические коэффициенты периодичности явления,  $g$  - ускорение силы тяжести.

Подставив значения для  $k$  и  $\sigma$  получим

$$\lambda = \frac{g \tau^2}{2 \pi} \operatorname{th} \left( \frac{2 \pi H}{\lambda} \right) \quad (4.2)$$

Однако, если исходить из ограничений для глубины, то в соответствии с графиком функции гиперболического тангенса, когда глубин становится большей  $r = kH = 2\pi/\lambda$ .

$$\operatorname{th} \left( \frac{2 \pi H}{\lambda} \right) \cong 1 \quad (4.3)$$

Для облегчения пользования аналитическими выражениями на рис. 7 представлены графики гиперболических функций.

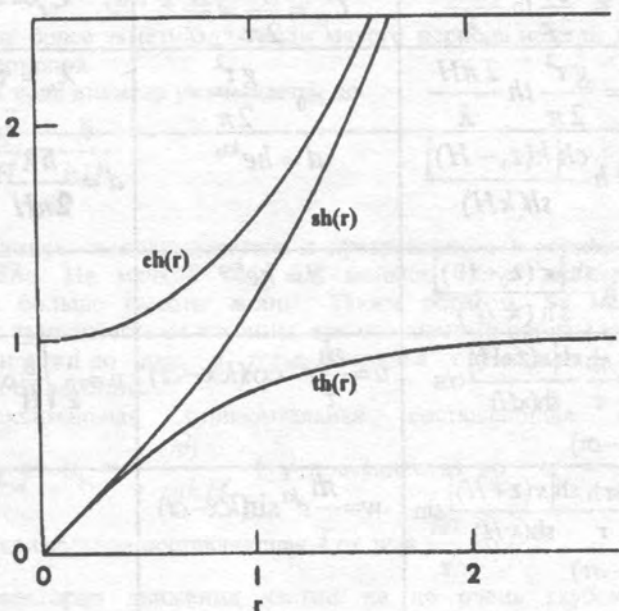


Рис. 7. Графики некоторых гиперболических функций

Для глубокой воды следовательно

$$\lambda_o = \frac{g \tau^2}{2 \pi}, \quad (4.4)$$

где  $\lambda_o$  — длина волны на глубокой воде

Фазовая скорость на глубокой воде

$$C_o = \frac{\lambda_o}{\tau} = \frac{g \tau}{2 \pi} \quad (4.5)$$

## Уравнения линейной теории волн Эри

| Общее выражение   | Глубокая вода<br>$H / \lambda_0 > \frac{1}{4}$    | Мелкая вода<br>$H / \lambda_0 < \frac{1}{20}$                         |
|---|---|---|
| $\eta = \frac{h}{2} \cos(kx - \sigma t)$  |   |   |
| $C = \frac{g\tau}{2\pi} \operatorname{th} \frac{2\pi H}{\lambda}$                           | $C_0 = \frac{g\tau}{2\pi} = \frac{g}{\sigma}$     | $C_s = \sqrt{gH}$   |
| $\lambda = \frac{g\tau^2}{2\pi} \operatorname{th} \frac{2\pi H}{\lambda}$                   | $\lambda_0 = \frac{g\tau^2}{2\pi}$                | $\lambda_s = \tau \sqrt{gH}$  |
| $d = h \frac{ch[k(z_0 + H)]}{sh(\kappa H)}$   | $d = he^{kz_0}$                                   | $d = \frac{h\lambda}{2\pi H} = \frac{h\tau}{2\pi} \sqrt{\frac{g}{H}}$ |
| $s = h \frac{sh[\kappa(z_0 + H)]}{sh(\kappa H)}$  | $s = he^{kz_0}$                                   | $s = 0$   |
| $u = \frac{\pi h}{\tau} \frac{ch[\kappa(z_0 + H)]}{sh(\kappa H)} \cos(\kappa x - \sigma t)$ | $u = \frac{\pi h}{\tau} e^{kz} \cos(kx - \alpha)$ | $u = \frac{h}{2} \sqrt{\frac{g}{H}} \cos(\kappa x - \sigma t)$        |
| $w = \frac{\pi h}{\tau} \frac{sh[\kappa(z_0 + H)]}{sh(\kappa H)} \sin(\kappa x - \sigma t)$ | $w = \frac{\pi h}{\tau} e^{kz} \sin(kx - \alpha)$ | $w = 0$   |

В диапазоне промежуточных глубин, когда ошибка превышает 5%, необходимо использовать общее уравнение (4.2). Для облегчения вычислительных задач созданы таблицы, например, (Wiegel, 1954).

Если пометить частицы жидкости на поверхности (например, с помощью поплавков нейтральной плавучести), то в течение волнового цикла происходит их орбитальное движение с диаметром, примерно равным высоте волны  $h$ . После каждого волнового цикла движущаяся частица возвращается в исходное положение. С увеличением глубины размеры орбит заметно уменьшаются.

На глубокой воде  $sh(r)$  и  $ch(r)$  редуцируются до  $e^{r/2}$ , так что диаметр горизонтальной и вертикальной орбит

$$d = s = he^{kz_0}$$

где  $z_0$  - глубина до центра орбиты. Таким образом орбиты на глубокой воде представляют собой окружности, диаметр которых на поверхности равен высоте волны, а с глубиной их диаметр уменьшается по экспоненте.

Скорость уменьшения орбит с глубиной определяется величиной

$$k = \frac{2\pi}{\lambda_0} = \frac{2\pi}{(g/2\pi)\tau^2}$$

Уменьшение более заметно для волн малого периода, нежели для волн больших периодов.

На мелкой воде диаметр уменьшается до

$$d = \frac{h\tau \cdot \sqrt{g}}{2\pi \sqrt{H}} = \frac{h}{kH} \quad (4.7)$$

$$s = 0$$

Эллипсы выполаживаются и превращаются в горизонтальные линии у дна. На мелкой воде  $kH$  меньше 0,6 и диаметр орбит становится больше высоты волны. Таким образом, на мелководье отсутствует зависимость от глубины, так что диаметр орбиты постоянен от поверхности до дна, а горизонтальная орбитальная скорость независима от глубины.

Максимальная горизонтальная составляющая скорости изменяется от  $u_m = \frac{\pi h}{\tau \cdot thkH}$  (у поверхности) до  $u_m = \frac{\pi h}{\tau \cdot shkH}$  (у дна), максимальная составляющая - от  $w = \frac{\pi h}{\tau} \partial_0 0$ .

Траектории движения частиц на не очень глубокой воде представляют собой (см. рис. 4) эллипсы, размер полуосей которых затухает с глубиной, как и величина скорости, по экспоненциальной зависимости. На мелкой воде (см. рис. 4в) и вблизи дна вертикальная полуось равна 0, и происходит лишь горизонтальное движение жидкости. Глубина проникновения волн в толщу жидкости по отношению к их длине весьма мала. Уже на глубине  $z = -\lambda/2$  от поверхности все характеристики волн ослабляются в  $e^{2\pi/\lambda} = e^{-\pi}$ , т.е. ~ в 23 раза, а на глубине  $z = -\lambda$  - уже в 512 раз. Зависимость глубины проникновения колебаний от длины волны и их затухание по вертикали обусловлены только закономерностями самого волнового процесса, а не характеристиками среды распространения волн. Чем

выше частота колебания (меньше период), тем на меньшую глубину проникает волнение.

В то время, как глубина проникновения колебаний в толщу среды зависит от свойств самого процесса, скорость распространения колебаний обусловлена лишь характеристиками самой среды (Шуляк, 1971). Характерным свойством среды распространения ветровых волн является глубина жидкости. Для частного случая распространения гравитационных волн, рассмотренного выше, фазовая скорость пропорциональна некоторой толщине слоя жидкости (глубине).

Хотя итогового движения воды в волне нет, а частицы возвращаются в исходное положение, волна обладает энергией. Отклонение водной поверхности от уровня покоя обеспечивает появление потенциальной энергии. Вместе с тем орбитальное движение представляет собой кинетическую энергию. Если  $E_p$  и  $E_k$  обозначить потенциальную и кинетическую энергию, то общая энергия

$$\begin{aligned} \dot{E} &= E_p + E_k = \\ &= \frac{1}{\lambda} \int_0^{\lambda} \int_0^{\eta} \rho g z dz dx + \frac{1}{\lambda} \int_0^{\lambda} \int_0^{-H} \frac{1}{2} \rho (u^2 + w^2) dz dx = \frac{1}{16} \rho g h^2 + \frac{1}{16} \rho g h^2 = \frac{1}{8} \rho g h^2 \end{aligned}$$

(4.8),

где  $\rho$  - плотность воды.

В волнах Эри потенциальная энергия равна кинетической. Эти энергии осредняются за длину волны и, таким образом, энергия относится к единице площади. Иногда энергия выражается как энергия волны на единицу длины гребня волны, которая эквивалентна  $E \lambda$ .

Поток энергии представляет собой скорость, с которой энергия волны передается в направлении ее распространения.

$$P = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \int_0^{-H} [\Delta p(x, z, t)] u dz dt \quad (4.9)$$

где  $\Delta p(x, z, t)$  - отклонения давления от статистического давления  $p_0 = \rho g z$ .

Интегрированием уравнения (4.9) получаем

$$P = \frac{1}{8} \rho g h^2 c \left[ 1 + \frac{2 k H}{\text{sh}(2 k H)} \right] \quad (4.10)$$

Перенос энергии волнового потока связан с групповой скоростью. Распространение лидирующей волны происходит с затратой энергии на раскачку еще невозмущенной поверхности воды. Поэтому скорость, с которой будет перемещаться фронт группы волн, определится скоростью поступления к нему энергии. Если энергия поступает с меньшей скоростью, чем распространяются отдельные волны, то энергия лидирующей волны не будет пополняться. Ее

амплитуда уменьшится, и место лидирующей волны займет следующая за ней волна. Следовательно, скорость распространения фронта группы окажется меньше фазовой скорости. В случае, если энергия поступает к лидирующей волне со скоростью каждой из волн группы, затраты на раскачку невозмущенной поверхности будут компенсироваться поступающей энергией, и лидирующая волна будет все время оставаться фронтальной.

Уже на основании этих качественных соображений можно ожидать зависимость потока энергии от групповой скорости волн:

$$P = ECn \quad (4.11)$$

Из (4.10) следует, что

$$n = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{2kH}{\operatorname{sh}(2kH)} \right] \quad (4.12)$$

Поток энергии имеет размерность мощности и во многих публикациях называется мощностью волны.

Для группы волн, таким образом, следует считать, что на глубокой воде переносится вся энергия с групповой скоростью, равной  $c/2$ . На мелководье, с увеличением переноса жидкости в направлении распространения волн, доля энергии, переносимой со скоростью волны  $C$ , равна  $n$  в ур. (4.12), а на очень малых глубинах  $n=1$ , и перенос энергии происходит с фазовой скоростью.

С движением волн связан также поток или передача момента. Лонге-Хиггинс и Стюарт (Longuet-Higgins, Stewart, 1960, 1964) определяют радиационное напряжение (волновой напор) как "избыток потока момента, вызванного присутствием волн". Если ось  $x$  направлена по лучу волны, а ось  $y$  параллельна гребням волн, то могут быть определены две не равных нулю компоненты радиационного напряжения:  $x$ - и  $y$ - потоки и  $x$ - и  $y$ - моменты. Волновой напор в направлении распространения волн (в направлении  $x$ ) дается как

$$S_{xx} = E \left[ \frac{2kH}{\operatorname{sh}(2kH)} + \frac{1}{2} \right] = E \left( 2n - \frac{1}{2} \right) \quad (4.13)$$

Поток  $y$ - момента

$$S_{yy} = E \left[ \frac{kH}{\operatorname{sh}(2kH)} \right] = E \left( n - \frac{1}{2} \right) \quad (4.14)$$

На глубокой воде  $n=1/2$ , так что  $S_{xx}=E/2$ , а  $S_{yy}=0$ ; на мелкой воде при  $n=1$   $S_{xx}=3E/2$  и  $S_{yy}=E/2$ .

Радиационное напряжение (волновой напор) - ценное средство изучения гидродинамических явлений в береговой зоне моря. В частности, оно может быть использовано для предсказания изменений среднего волнового уровня (волнового сгона и нагона) на мелководье, а

также для объяснения происхождения вдольбереговых течений и других важных явлений.

### Стоксовы волны конечной амплитуды

Теория волн Эри пренебрегает нелинейными членами, содержащими высоту волны во второй и более высоких степенях.

Теоретические основы волн конечной амплитуды те же, что и для волн Эри, за исключением того, что члены высоких порядков в уравнениях теории признаются важными и учитываются. Из-за учета дополнительных членов уравнения теории Стокса выглядят громоздкими. Поэтому далее выписывать уравнения теории Стокса не будем, а ограничимся констатацией тех различий, которые теория Стокса дает по отношению к волнам Эри. Для профиля и фазовой скорости волны, а также орбитальной скорости, если ограничиться первым членом уравнения Стокса, то они переходят в уравнения теории малых волн.

Наибольший интерес представляет то обстоятельство, что орбиты частиц в волнах Стокса разомкнуты. Это сопровождается неперiodическим переносом массы жидкости в направлении распространения волн. Соответствующая скорость переноса

$$\bar{u} = \frac{1}{2} \left( \frac{\pi h}{\lambda} \right)^2 C \frac{ch[2k(z+H)]}{[sh(kH)]^2} \quad (4.15)$$

которая на глубокой воде переходит в

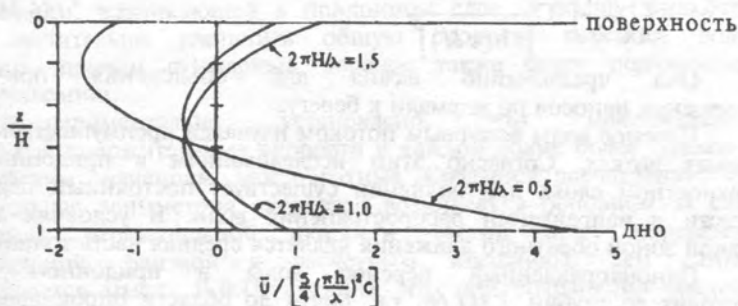
$$\bar{u}_0 = \left( \frac{\pi h_0}{\lambda_0} \right)^2 C_0 e^{2kz} \quad (4.16)$$

Интегрирование уравнения (4.16) по глубине приводит к величине расхода потока  $q$ , определяемого объемом на единицу длины гребня волны в единицу времени ( $\text{см}^3/\text{см}\cdot\text{с}$ ):

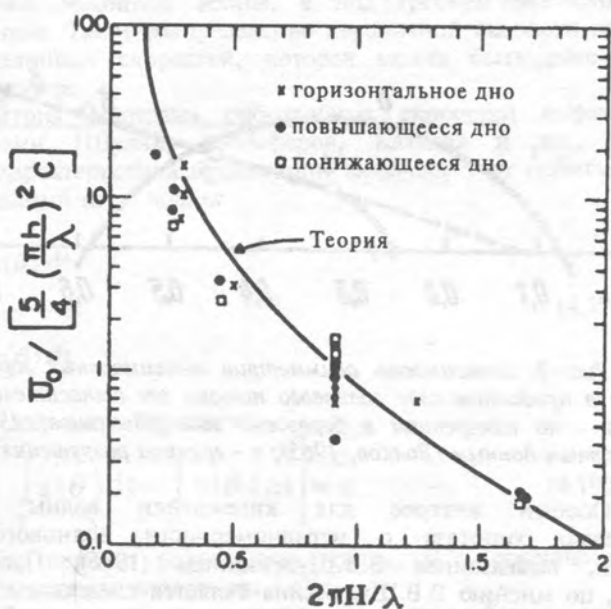
$$q = \int_{-H}^0 \bar{u}_0 dz = \frac{\pi h_0^2}{4\tau} \quad (4.17)$$

Результат Стокса по транспорту массы жидкости получен для канала неограниченной длины и постоянной глубины, но без учета вязкости воды. Лонге-Хиггинс (Longuet-Higgins, 1953) исследовал ту же проблему для канала ограниченной длины и постоянной глубины с учетом вязкости. Поскольку канал имел ограниченную длину, перенос массы компенсировался оттоком жидкости. Решение Лонге-Хиггинса указывает на формирование прямого переноса жидкости в придонном и поверхностном горизонтах и обратного компенсационного оттока в средней части волнового потока. Измерения в волновом лотке (Russel,

Osorio, 1958) подтвердили хорошее соответствие теории в диапазоне  $0,7 < kH < 1,5$  (рис. 8).



А



Б

Рис. 8. Перенос волн волновым потоком.

А. Теоретический транспорт в канале ограниченной длины (Longuet-Higgins, 1953). За положительное направление принято направление в сторону берега.

Б. Сравнение теоретического транспорта массы в придонном слое канала ограниченной длины с экспериментальными данными (Russel, Osorio, 1958)

Итоговая направленная к берегу скорость дается Лонге-Хиггинсом (1953) в таком виде

$$\bar{u}_0 = \frac{5}{4} \left( \frac{\pi h}{\lambda} \right)^2 C \frac{1}{[\text{sh}(\kappa H)]^2} \quad (4.18)$$

Она чрезвычайно важна для объяснения причины перемещения наносов по нормали к берегу.

Перенос воды волновым потоком изучался преимущественно в волновых лотках. Согласно этим исследованиям в придонном и поверхностном слоях при волнении существует постоянный перенос жидкости в направлении распространения волн. В условиях лотка основной зоной обратного движения является средняя часть толщи.

Однонаправленный перенос воды в придонном слое происходит до глубин  $1,3-1,6h$ , т.е. почти до области опрокидывания волны (рис.9). Надежно фиксируется перенос и при измерениях в природных условиях (Лонгинов, 1963).

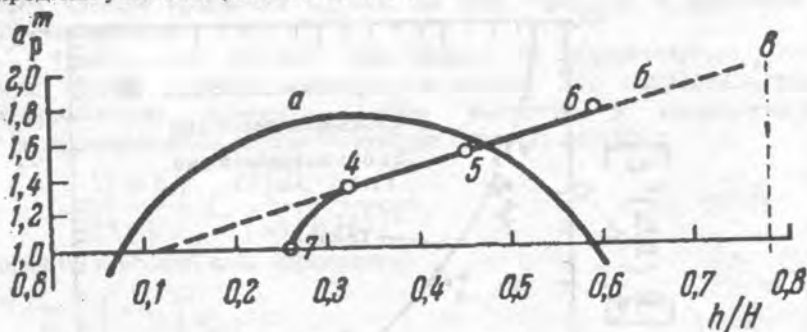


Рис. 9. Зависимость асимметрии максимальных горизонтальных давлений в придонном слое волнового потока от относительной высоты волны:  $a$  - по измерениям в береговой зоне (Лонгинов, 1963);  $b$  - по лабораторным данным (Волков, 1965);  $в$  - граница разрушения волны

Особый интерес для кинематики волны мелководья представляет гипотеза о неравномерности волнового переноса жидкости, высказанная В.В.Шулейкиным (1956). Пульсационный перенос, по мнению В.В.Шулейкина является следствием переменной толщи воды на мелководье или изменения сечения трубки тока под гребнем и ложбиной. Скорость переноса, согласно этой гипотезе, в течение периода колеблется около своего среднего значения, соответствующего теории Стокса, изменяясь от нуля под гребнем до двойной величины среднего значения под ложбиной волны.

Наложение такой пульсирующей скорости переноса на орбитальную скорость должно привести к уменьшению суммарной скорости частиц воды под ложбиной сравнительно с орбитальной, при неизменном значении орбитальной скорости под гребнем, т.е. к

возникновению положительной (направленной к берегу) асимметрии волновых скоростей. При этом рассматривается движение идеальной жидкости, осредненная скорость переноса которой мало отличается от переноса по Стоксу. В реальной вязкой жидкости перенос завихренности, возникающей в придонном слое, в толщу жидкости может значительно увеличить общую скорость переноса воды волнением, причем суммарный перенос также будет подчиняться закону пульсации.

Экспериментально установлено, что максимальные орбитальные положительные скорости в каждой волне более близки к теоретическим значениям, чем обратные. Создается впечатление, что положительная асимметрия скоростей возникает в основном за счет уменьшения отрицательной скорости частиц при сохранении положительной, близкой к расчетным значениям. Тем самым подтверждается мысль В.В.Шулейкина, что при сохранении средней скорости переноса, соответствующей выражению Стокса, максимальная скорость переноса, равная удвоенной средней, наблюдается под ложбиной волны, а под гребнем эта скорость снижается до нуля. Такое распределение переносной скорости ведет к асимметрии волновых скоростей, которая может быть рассчитана теоретическим путем.

Асимметрия волновых орбитальных скоростей выражается двумя способами (Шуляк, Анцыферов, Казаков и др., 1970). Интегральная характеристика асимметрии включает учет орбитальных скоростей за полный цикл волны:

$$I_1 = \frac{\int_0^{\tau'} u(\theta) dt}{\int_{\tau'}^{\tau} u(\theta) dt} \quad (4.19a)$$

или скоростью волнового переноса

$$I_2 = \frac{1}{\tau} \left[ \int_0^{\tau} u(\theta) dt - \int_{\tau'}^{\tau} u(\theta) dt \right] = \bar{u} \quad (4.196)$$

$\tau'$  - длительность первого полупериода волны,  $\bar{u}$  - осредненная за период скорость волнового переноса.

Дифференциальная характеристика может быть выражена отношением экстремальных величин горизонтальных составляющих орбитальных скоростей фазы гребня и фазы ложбины волны

$$S = \frac{u'}{u''} \quad (4.20)$$

В наиболее практически значимой области  $2z/kH \geq 0,5$  для дифференциальной характеристики асимметрии получено для придонного слоя потока конечной глубины

$$S \approx 1 + \frac{\alpha}{shkH} \frac{\pi h}{\lambda} \quad (4.21)$$

При значении коэффициента  $\alpha = 1$  (4.21) дает характеристику асимметрии волнового потока неограниченной протяженности. Для придонного слоя в канале ограниченной длины, по Лонге-Хиггинсу,  $\alpha = 2,5$ . Такое изменение величины волнового переноса связано с появлением компенсационных течений, меняющих естественное распределение орбитальных скоростей.

Для некоторых глубин и периодов волн существует верхний предел высоты волн Стокса, при котором они становятся неустойчивыми и разрушаются. Критерий Стокса для разрушения волн определяется равенством фазовой скорости волны и орбитальной скорости на гребне. Этому равенству соответствует угол при вершине волны, равный  $120^\circ$ . Предельная крутизна волны на глубокой воде

$$\left(\frac{h_0}{\lambda_0}\right)_m = 0,142 \cong \frac{1}{7} \quad (4.22)$$

Соответствующее соотношение принимается большинством исследователей.

Для прогрессивных волн на конечной глубине предельная крутизна отличается множителем, учитывающим относительную глубину (Miche, 1944)

$$\left(\frac{h}{\lambda}\right)_m = 0,142 \operatorname{th}(kH) \quad (4.23)$$

#### Трохоидальные волны Герстнера

Первое решение для периодических волн конечной высоты было получено пражским профессором Герстнером в 1802 г. Его решение ограничивалось волнами на бесконечной глубине.

Форма волны в теории определяется трохоидой - кривой, которую можно получить, пометив точку катящегося круга. Наблюдения указывают на сходство реального профиля волны с трохоидой. Однако теория не дает транспорта массы волной, и движение в волне не является потенциальным (безвихревым).

#### Теория одиночной волны

Сравнение результатов теории Эри для высот волн с экспериментальными наблюдениями показало, что вычисленная величина намного меньше наблюдавшейся, причем расхождение между теорией и экспериментом увеличивалось по мере приближения к прибойной зоне. Одна из причин такого расхождения состоит в посылке теории малых волн: высота волны считается малой в

сравнении с глубиной воды. Однако, это допущение не соблюдается вблизи прибойной зоны.

Основной параметр теории одиночных волн не зависит от длины волн.

Теория одиночных волн предполагает неограниченную длину волны и отсутствие границ в направлении распространения волны. Эти условия заведомо невыполнимы для морских волн на мелководье. Преодоление возникающего противоречия достигается тем, что основная часть энергии и объема волны заключена в сравнительно узкой гребневой полосе.

Профиль волны описывается тригонометрической функцией (рис. 10).

$$\eta = hsch^2 \left( \frac{x}{H} \sqrt{\frac{3}{4} \frac{h}{h+H}} \right) \quad (4.24)$$

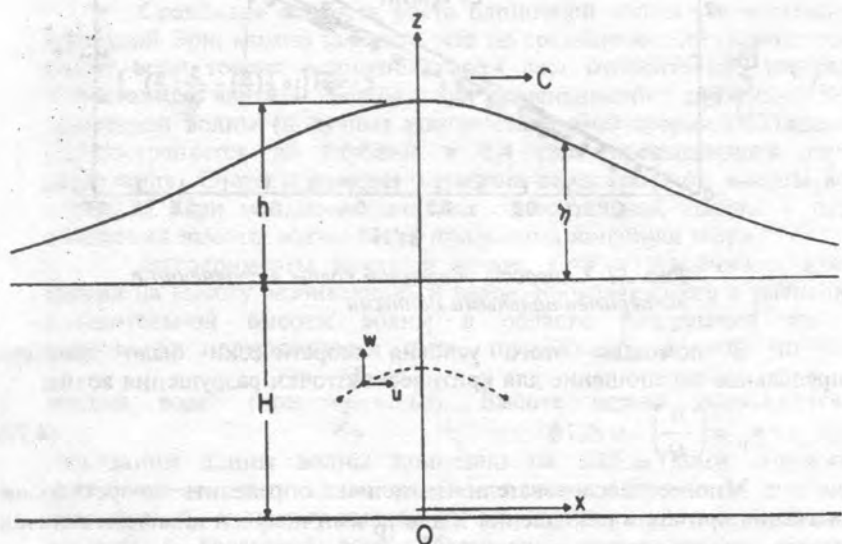


Рис. 10. Одиночная волна.

Скорость волны, определяемая высшим приближением

$$C = \sqrt{gH} \left[ 1 + \frac{1}{2} \frac{h}{H} - \frac{3}{20} \left( \frac{h}{H} \right)^2 + \dots \right] \quad (4.25)$$

которое определяет более высокие значения в сравнении с волнами Эри на мелководье. Уравнение (4.25) может быть упрощено

$$C = \sqrt{gH \left( 1 + \frac{h}{H} \right)} = \sqrt{g(h+H)} \quad (4.26)$$

Последнее выражение получено как эмпирическое Расселом еще в 1844 г.

Экспериментальные данные наилучшим образом соответствуют уравнению (4.25), однако отличия от более простых выражений невелики, в особенности для относительно малых глубин  $h/H < 0,4$ , так что во многих практических приложениях могут быть использованы и простые соотношения (рис. 11).

В качестве критерия разрушения волны используется равенство скорости частицы у гребня волны и фазовой скорости. Когда такое равенство достигается, волна становится неустойчивой и разрушается, что достигается при угле у гребня в  $120^\circ$ .

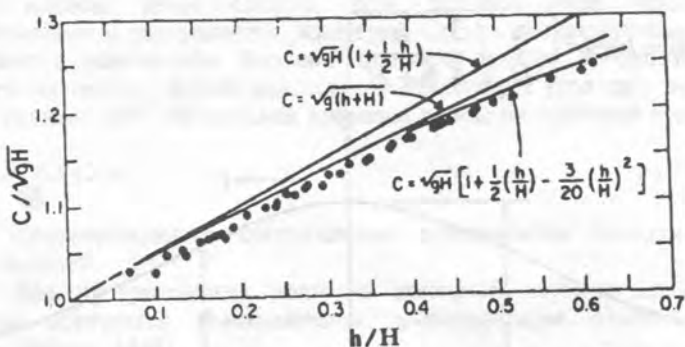


Рис. 11. Скорость одиночной волны в сравнении с экспериментальными данными

С помощью этого условия теоретически было получено предельное соотношение для критической точки разрушения волны

$$\gamma_p = \left( \frac{h}{H} \right)_m = 0,78 \quad (4.27)$$

Многие исследователи пытались определить теоретическое значение критерия разрушения и для  $\gamma_p$  ими получен диапазон величин от 0,73 до 1,03 (Комар, 1976).

Лабораторные эксперименты дают увеличение значения  $\gamma_p$  до 1,2 (при угле пляжа  $tg\beta=0,023$ ) и даже до 2,8 ( $tg\beta=0,065$ ) для больших уклонов дна. Отмечалась также зависимость  $\gamma_p$  от исходной высоты волны.

Общая энергия состоит из кинематической и потенциальной. Полная энергия на единицу длины гребня составляет

$$E = \frac{8}{3\sqrt{3}} \rho g (hH)^{3/2} \quad (4.28)$$

и делится поровну между потенциальной и кинетической энергиями.

Вся энергия переносится со скоростью распространения волны. Исходя из неизменности периода волн и потока энергии, можно записать

$$\sqrt{g H_1 \left(1 + \frac{h_1}{H_1}\right)} h_1^{3/2} H_1^{3/2} = \sqrt{g H_2 \left(1 + \frac{h_2}{H_2}\right)} h_2^{3/2} H_2^{3/2}, \quad (4.29)$$

откуда

$$\frac{h_2}{h_1} = \left(\frac{H_1}{H_2}\right)^{\frac{4}{3}} \left(\frac{1 + \frac{h_1}{H_1}}{1 + \frac{h_2}{H_2}}\right)^{\frac{1}{3}} \approx \left(\frac{H_1}{H_2}\right)^{\frac{4}{3}} \quad (4.30)$$

Сравнивая скорость роста одиночной волны на мелководье с формулой Эри, можно заметить, что по сравнению с линейной теорией малых волн теория одиночных волн дает относительно ускоренное возрастание высоты волны при уменьшении глубины. Режим одиночной волны (и лучшее соответствие этой теории наблюдениям) распространяется до глубины в 1,4 раза превышающей глубину разбивания. Соответствующая величина относительной высоты волны  $h/H=0,35$ . При меньших значениях относительной высоты к расчету изменений высоты волны более приложима линейная теория.

Эксперименты показали малое, хотя и устойчивое, влияние трения на высоту разбивающихся валов, проявляющееся в уменьшении относительной высоты волны в области разрушения по мере увеличения протяженности пути, проходимого волной по "очень мелкой воде" (при  $\frac{H}{\lambda_0} < 0,05$ ). Высота волны уменьшается на

расстоянии длины волны примерно на 10%. Таким образом, за исключением очень малых уклонов влиянием трения о дно можно пренебрегать; к такому выводу мы уже пришли, рассматривая потери энергии в береговой зоне. Материалы экспериментов позволяют сделать заключение, что для предсказания высот разбивающихся валов можно основываться на предположении о постоянстве потока энергии волн.

Одиночная волна является волной перемещения. Таким образом, частицы воды движутся лишь в направлении распространения волн, и не существует их возвратного движения.

Расход воды на единицу длины гребня, обеспечивающий транспорт массы в направлении движения волны

$$Q = \int_{-\infty}^{\infty} \eta \, dx = 4H^2 \left(\frac{1}{3} \frac{h}{H}\right)^{1/2} \quad (4.31)$$

Почти весь объем находится вблизи гребня. Для волны при  $h/H=0,40$  около 90% объема находится в области  $x=\pm 2,7H$ . Для той же волны 90% энергии находится в еще более узком диапазоне  $x=\pm 1,7H$ . Из-за концентрации энергии и объема у гребня волны целесообразно применение теории в наиболее мелководной части подводного склона вблизи зоны разрушения (Мунк, 1949).

### Кноидальные волны

Кноидальные волны - это длинные периодические волны установившегося типа с конечной амплитудой на конечной глубине.

Теория кноидальных волн была впервые развита Кортевегом и де Врисом (1895). Эти волны были названы кноидальными, так как в основных уравнениях используется эллиптическая функция Якоби - эллиптический косинус, обозначаемый *sn*.

Кноидальные волны представляют собой периодические волны, которые имеют острые крутые гребни, разделенные широкими ложбинами. Одиночные волны представляют собой предельный случай кноидальных волн, когда период волны становится неограниченным. С другой стороны, мнение о том, что противоположный предельный случай кноидальных волн - волна Эри - ошибочно, поскольку при малых  $\lambda/H$  теория кноидальных волн теряет свою силу.

### Границы применения волновых теорий

На основе большого числа натуральных и лабораторных измерений и теоретических разработок представляется возможным наметить разделение областей наиболее эффективного применения тех или иных теорий волн. Области применения устанавливаются на основе критериев, часть которых обсуждалась выше. Разграничения даны на рис. 12 в функции относительных глубин  $H/\lambda$  и относительных высот  $h/H$  и основаны на следующем (Комар, 1976):

1. Наиболее широкая область применения предпочтительна для простейших теорий волн. Например, сложная кноидальная теория, обладающая более широким полем применения, потеснена в тех областях, где положительные результаты могут быть достигнуты сравнительно простыми теориями.

2. Лимитирующая крутизна, выше которой волна нестабильна и разрушается, определяется уравнением Миша (4.23). Для области одиночных волн использован критерий разрушения  $\gamma_p=0,78$ .

3. Для различения областей теорий волн Эри и Стокса использован критерий

$$1/2(u^2+w^2) < 0,05gh \quad (4.32)$$

(т.е. 5% от  $gh$ ). Это соотношение эквивалентно

$$\frac{h}{\lambda} < \frac{1}{16} \operatorname{th} \left( \frac{2\pi H}{\lambda} \right) \quad (4.33)$$

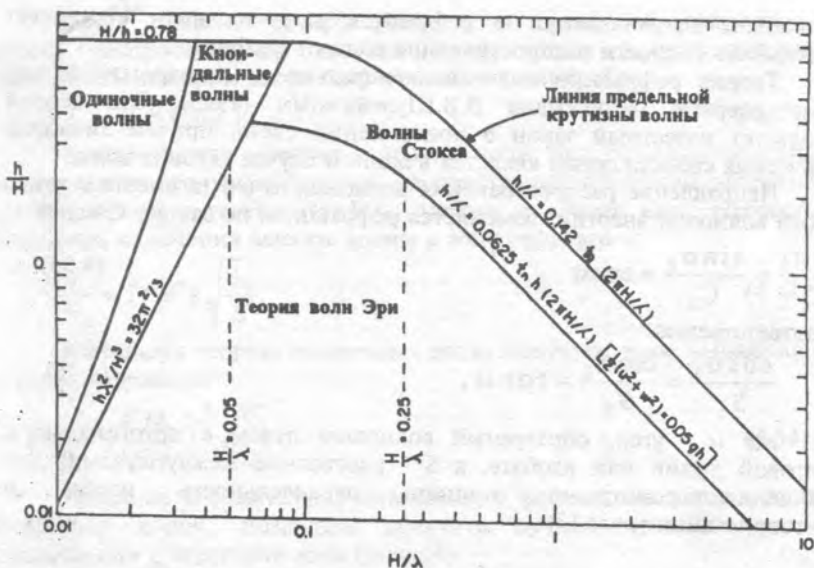


Рис. 12. Области применения некоторых волновых теорий как функция  $h/H$  и  $H/\lambda$  (Komar, 1976).

4. В области кноидальных волн величина модуля  $k$  важна для определения формы волны. При  $k \rightarrow 0$  волна приближается к волнам Эри, а для  $k=1$  кноидальные волны переходят в одиночные. Для промежуточных значений  $k$  форма волны дается по кноидальной теории в общем виде. Установлено, что безразмерное соотношение  $\lambda^2 h/H^3 < 32\pi^2/3$  может быть использовано для определения области применения теории.

5. Хуслей и Тейлор (Housley, Teylor, 1957) предложили критерий применения теории одиночных волн в виде

$$\frac{h}{H} = \frac{1600}{\left(\tau \sqrt{g/H}\right)^{2.5}} \quad (4.34)$$

Он использован для отделения областей теорий кноидальных волн и одиночных волн.

### Рефракция волн

Входя в прибрежную зону, волны претерпевают существенные изменения, обусловленные трением о дно.

Наиболее важны те изменения структуры волнового поля, которые получили название рефракции.

**Рефракция** - изменение направления распространения волн, вызываемое влиянием рельефа дна или действием течений. Основу

физических представлений о рефракции морских волн составляет зависимость скорости распространения волн от глубины.

Теория рефракции волн применительно к монохроматической волне впервые разработана В.В.Шулейкиным (1935). Эта теория использует известный закон о преломлении света, причем аналогом оптических свойств среды является в данном случае глубина воды.

Направление распространения волновых лучей (а вместе с тем и потока волновой энергии) изменяется рефракцией по закону Снелла

$$\frac{\sin \alpha_1}{C_1} = \frac{\sin \alpha_2}{C_2} = \text{const} \quad (4.35)$$

и соответственно

$$\frac{\cos \alpha_1}{S_1} = \frac{\cos \alpha_2}{S_2} = \text{const}, \quad (4.36)$$

где  $\alpha$  - угол, образуемый волновым лучом с ортогональю к береговой линии или изобате, а  $S$  - расстояние между лучами. Для упрощения рассмотрения принята параллельность изобат и береговой линии (рис. 13).

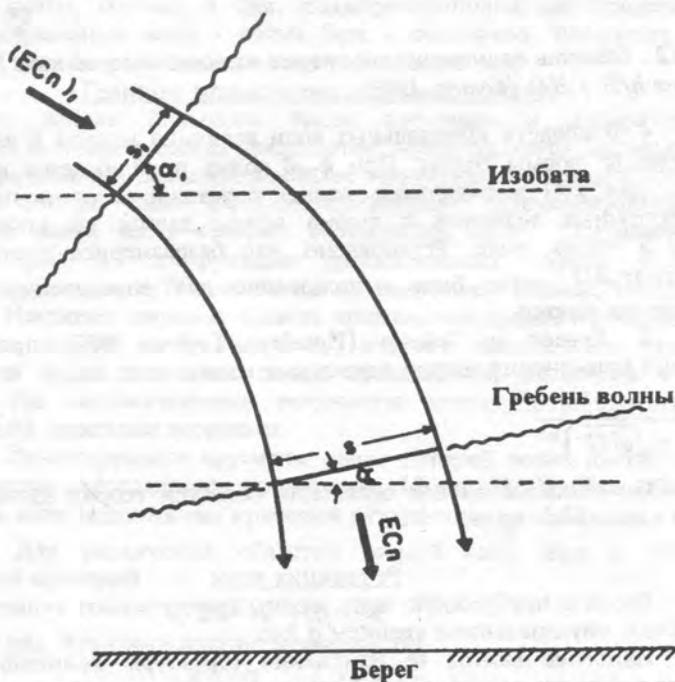


Рис. 13. Волновые лучи в зоне рефракции

Когда энергия распространяется с групповой скоростью, скорость распространения энергии между двумя лучами должна остаться постоянной, и закон сохранения энергии требует:

$$(E C n S)_1 = (E C n S)_2 = \text{const} \quad (4.37)$$

Учитывая, что энергия в теории волн Эри пропорциональна квадрату высоты волны, а скорость распространения энергии зависима от безразмерной глубины  $H^* = H/\lambda$ , можно в общем виде получить зависимость изменения высоты волны в зоне рефракции:

$$\frac{h}{h_0} = f(H^*) \sqrt{\frac{S_0}{S}} \quad (4.38)$$

Используя теорию одиночных волн, получаем иное выражение для учета рефракции:

$$\frac{h}{h_0} = \left(\frac{H_0}{H}\right)^{\frac{4}{3}} \sqrt[3]{\frac{S_0}{S}} \quad (4.39)$$

Введение множителя, учитывающего рефракцию волн в виде кубического корня, позволяет получить лучшее согласование с наблюдениями в береговой зоне (рис. 14).

Для области прибоя с учетом критерия разрушения волн это соотношение модифицируется

$$\frac{h_p}{h_0} = \frac{1}{3,3 \sqrt[3]{\frac{h_0}{\lambda_0}}} \sqrt[3]{\frac{S_0}{S}} \quad (4.40)$$

Если известно отношение  $S_0/S$ , то с помощью функции  $f(H^*)$  можно вычислить относительную высоту монохроматической волны для любой точки зоны рефракции. Отношение  $S_0/S$  получают в результате построения планов рефракции (соответствующих волновых лучей).

При расчете изменений параметров волн на мелководье по формулам, приведенным в предыдущем разделе, следует учитывать и явление рефракции. Если волна подходит под острым углом к изобате, то фронт ее при рефракции растягивается, а энергия волны на единицу длины гребня уменьшается, а в формулу изменения высоты волны вводится поправочный множитель, характеризующий растяжение фронта волны.

Изучению рефракции океанических волн уделялось очень большое внимание во время войны в связи с поисками метода прогноза прибоя для десантных операций с моря.

Планы рефракции представляют собой чертежи, на которых рядом линий показано положение гребней волн на поверхности моря.

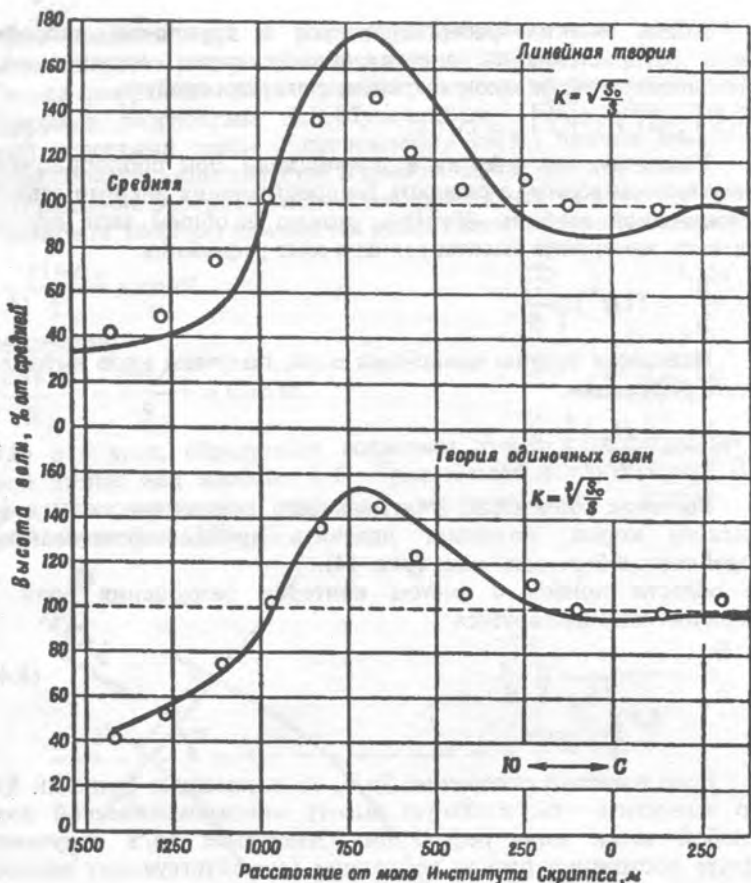


Рис. 14. Сопоставление изменений высот волн, обусловленных рефракцией: по линейной теории (вверху) и по теории одиночных волн (внизу). Точки - данные наблюдений (Мунк, 1949).

Законченный план рефракции можно трактовать двумя способами:

- 1) как ряд линий, представляющих положение одного и того же гребня волны в различные моменты по мере продвижения его к берегу;
- 2) как ряд линий, представляющих положение отдельных гребней волн в один и тот же момент.

Общая картина рефракции волн сводится к тому, что линии гребней волн как бы повторяют в более плавном виде рисунок изобат подводного склона. Гребни волн, проходящие над подводным каньоном, оказываются на более глубокой воде и движутся быстрее тех частей гребней, которые расположены в области мелководья. В

результате волны расходятся веером, образуя область дивергенции (низкие волны) в вершине каньона и область конвергенции (высокие волны) по обеим сторонам его (рис. 15а).

Проходя над возвышенностью, волны оказываются на относительно мелкой воде и замедляют свое движение (рис. 15б). Волны по обеим сторонам движутся быстрее, создавая над

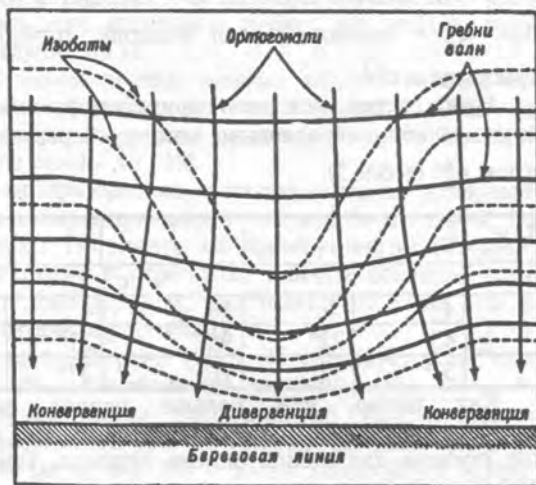
**А**

возвышенностью конвергенцию. Это подтверждается и тем, что над подводными возвышенностями чаще наблюдаются большие волны.

Рефракция волн может происходить под действием течений, влияющих на изменение скорости распространения, длины и высоты волн.

Рис. 15. Рефракция волн, вызванная:

- а) подводным каньоном,
- б) подводной возвышенностью.

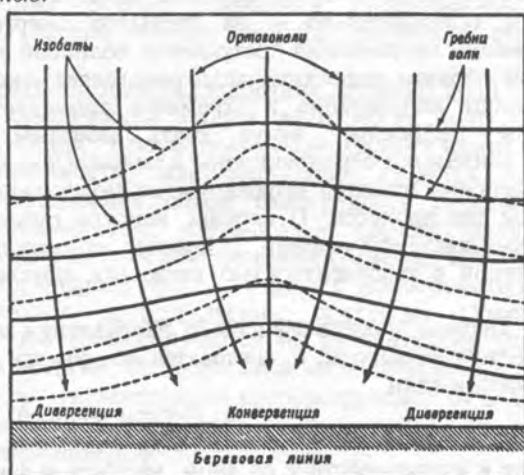


**Б**

Рефракция волн происходит также на приливных и на постоянных течениях в открытом океане.

Определение угла подхода волн для любой точки рефракции аналитическим путем затруднительно и В.В.Шулейкиным (1968) предложен оригинальный прием, который позволяет выполнить необходимые вычисления без существенных потерь точности расчета.

Угол подхода волны  $\alpha$  к любой изобате может быть определен из зависимости



$$\sin \alpha = \frac{1 + \frac{m \tau^2}{H_0}}{1 + \frac{m \tau^2}{H}} \sin \alpha_0 \quad (4.41)$$

Здесь  $H_0$  - начальная глубина,  $H$  - глубина в точке определения угла подхода,  $\alpha_0$  - исходный угол подхода,  $m=0,05$  - коэффициент с размерностью м·с<sup>-2</sup>.

Ниже дается численный пример рефракции волн для исходного угла подхода волн параллельно контуру береговой линии ( $\alpha_0=90^\circ$ ) и под углом  $45^\circ$  (табл. 3).

Таблица 3

| H, м | $\alpha_0=90^\circ$ |     |     | $\alpha_0=45^\circ$ |     |     |
|------|---------------------|-----|-----|---------------------|-----|-----|
|      | τ, с                |     |     |                     |     |     |
|      | 4                   | 6   | 10  | 4                   | 6   | 10  |
| 1    | 45°                 | 22° | 9°  | 31°                 | 15° | 7°  |
| 2    | 57°                 | 32° | 16° | 37°                 | 22° | 12° |

Как видно, чем больше период волны, тем сильнее проявляется рефракция волн (тем меньше угол подхода волны). Чем меньше глубина для волны одного периода, тем полнее проявляется рефракция волн.

Рефракция волн - важнейшее явление трансформации волнового поля. Она проявляется, во-первых, во влиянии на высоту волны (следовательно - на удельную энергию), а, во-вторых, в изменении направления поступления волновой энергии к берегу. Таким образом рефракция волн определяет закон, по которому волны изменяют направление и стремятся приблизиться к форме изобат. Планы рефракции могут стать мощным средством изучения морфодинамики береговой зоны в целом и пляжа - в особенности. Для определения влияния рефракции на морфодинамику пляжа особенно важны два процесса: 1) перенос наносов путем адвекции, вызванной волнами системой течений, 2) перенос наносов путем диффузии, связанной с турбулентностью движения, обусловленной разрушением волн.

Первый процесс зависит от направления волн, второй - от изменения их высоты, и, следовательно, оба эти процесса зависят от рефракции волн.

#### Потери энергии

Энергия волн, входящих в береговую зону, расходуется на трение и взаимодействие со дном, вязкость и фильтрацию. Кроме того, потери удельной энергии могут происходить за счет дивергенции волн при рефракции.

Выводы американских авторов говорят о существенной роли трения о дно, приводящей к уменьшению глубины разрушения волны

и снижению ее высоты на отлогом песчаном склоне, и одновременно о пренебрежимо малой роли потерь на фильтрационные движения. К такому же выводу пришел теоретическим путем и Ю.М.Крылов. Проверка, проведенная В.В.Лонгиновым (1963) для умеренного волнения, показала, что отношение фильтрационных потерь к исходной энергии волны на расстоянии, равном длине волны, составляет  $10^{-4}$ , т.е. для песчаного грунта эта потеря практически ничтожна даже на глубине 3 м.

Основным видом потерь энергии следует считать потери на турбулентное трение, возникающее над песчаным дном, покрытым рифелями. Эти потери на малых уклонах дна (1:300) приводят к уменьшению высоты волны до 21%.

Точными лабораторными экспериментами установлено, что потери энергии на генерацию вихрей над песчаным дном, покрытым рифелями, составляют 7% потерь волновой энергии (Tunstall, Inman, 1975). Потери, связанные с переносом донных осадков, трением над рифельным дном и фильтрацией, составляют от 8 до 13% (сюда же входят и экспериментальные ошибки).

Основная часть энергии (80-85%) расходуется на касательное напряжение внутри пограничного слоя жидкости.

В том случае, когда дно сложено пластичным илистым материалом, на поверхности дна возникают колебательные движения грунта. В частности, на пути в 300 м волна высотой 0,6 м при глубине 1,2 м уменьшится на 63% при вязком подвижном дне и всего лишь на 21% при неподвижном песчаном дне.

Фильтрационные потери становятся существенными при укрупнении наносов. Так при наличии галечных наносов высота волны уменьшается на 7%.

#### Спектральные методы исследования ветровых волн

Результаты классической теории волн могут быть успешно применены для описания одинаковых (монохроматических) волн. Однако в действительности волновое поле является сложной поверхностью, представляющей собой совокупность простых волн. Поэтому для исчерпывающего изучения и расчета волн были применены спектральные методы исследования (Крылов, 1966).

Распределение энергии между простыми монохроматическими волнами характеризуется энергетическим спектром. Определение энергетического спектра волн получается из рассмотрения удельного количества волновой энергии, приходящейся на элементарные волны с частотами от  $\mu$  до  $\mu+d\mu$ , направлениями распространения от  $\theta$  до  $\theta+d\theta$  и случайными фазами, т.е. энергии, приходящейся на единицу площади взволнованной поверхности.

Согласно теории волн малой амплитуды, энергия элементарного колебания, приходящаяся на единицу площади взволнованной поверхности, равна половине произведения  $g\rho$  на квадрат амплитуды волны:

$$E = \frac{1}{2} g \rho \alpha^2(\mu, \theta) \Delta \mu \Delta \theta.$$

Функцию  $e(\mu, \theta) = \frac{1}{2} g \rho \alpha^2(\mu, \theta)$  называют двухмерным энергетическим спектром взволнованной поверхности. Она характеризует распределения энергии между отдельными спектральными составляющими. Размерность ее  $\text{MT}^{-1} \text{рад}^{-1}$ . Иногда двухмерным спектром называют также функцию  $\alpha^2(\mu, \theta)$ , ее размерность равна  $L^2 \text{NТрад}^{-1}$ . Интегрированием двухмерного спектра по всем углам  $\theta$  получают частотный энергетический спектр

$$e_1(\mu) = \int_{-\pi}^{\pi} e(\mu, \theta) d\theta = \frac{1}{2} g \rho \alpha^2(\mu)$$

Интегрируя двухмерный спектр по всем частотам

$$e_2(\theta) = \int_0^{\infty} e(\mu, \theta) d\mu,$$

получают одномерный угловой спектр.

Функции  $e(\mu, \theta)$ ,  $e_1(\mu)$ ,  $e_2(\theta)$  характеризуют плотность спектральной энергии и являются дифференциальными характеристиками энергии волн.

Энергетический спектр является внутренней физической характеристикой волнового процесса. Его нельзя наблюдать непосредственно. На поверхности моря можно видеть лишь результат взаимодействия всех спектральных составляющих в форме сложной, непрерывно меняющейся волновой поверхности. Изолинии этой поверхности имеют случайный характер из-за случайности фаз спектральных составляющих. Поэтому непосредственно наблюдаемые элементы волн тоже являются случайными величинами, к изучению которых успешно применялись методы математической статистики.

Важным элементом волнения является высота волн. Статистическая теория волн (Крылов, 1956, 1966) дает следующее выражение для интегральной функции превышения высоты волновых колебаний поверхности глубокого моря в случае двухмерного волнения:

$$F(h) = e^{-\frac{\pi}{4} \left(\frac{h}{\bar{h}}\right)^2} \quad (4.42)$$

где  $F(h)$  - вероятность превышения безразмерной высоты  $h/\bar{h}$

( $\bar{h}$  - средняя высота). Из этой формулы следует, что высота, превышающая среднюю более чем в два раза ( $h \geq 2\bar{h}$ ), имеет вероятность  $F = e^{-\pi} \approx 0,05$ , т.е. только пять высот из ста измеренных превышают среднюю высоту более чем в два раза. Средний квадрат

снятых с волнограммы ординат равен общей энергии спектра, деленной на гр.

Интегральная функция распределения высот волн очень точно согласуется с волнографными наблюдениями и с данными аэрофотосъемки волн.

В мелководной зоне распределение высот существенно изменяется. С уменьшением глубины разнообразие высот заметно уменьшается. Интегральная безразмерная функция распределения высот в точке прибрежной зоны в глубиной  $H$  дается следующим аналитическим выражением (Глуховский, 1966):

$$F = \exp \left[ - \frac{\pi}{4 \left( 1 + \frac{h^*}{\sqrt{2\pi}} \right)} \cdot \left( \frac{h}{\bar{h}} \right)^{\frac{2}{1-h}} \right] \quad (4.43),$$

где  $h^* = \bar{h} / H$ , а значения относительной высоты волновых колебаний  $h / \bar{h}$  табулированы для различных величин  $h^*$  по имеющемуся уравнению. Возможность его применения определена для песчаного и гравийного дна с уклонами от 0,001 до 0,1.

Из уравнения (4.43) ясно, что с приближением к зоне обрушения разнообразие высот волн существенно уменьшается. Значение параметра  $\bar{h} / H = 0,50$  является критическим, так как при  $h_{\max} / H = 1,63 \cdot 0,5 \approx 0,8$ , согласно данным наблюдений, происходит обрушение волн.

В последние годы установлено (Antsyferov et al., 1990), что распределение высот волн может быть аппроксимировано функцией Вейбулла и на основе измерений получено удобное для расчетов выражение

$$F(h) = \exp[-0,65 \left( h / \bar{h} \right)^{2+h^*}]$$

Интегральная функция превышения орбитальных скоростей имеет такой же закон распределения, как и высота волновых колебаний:

$$F(v) = e^{-\frac{\pi}{4} \left( \frac{v}{\bar{v}} \right)^2} \quad (4.44)$$

Функция распределения длин волн на основании обработки большого материала аэрофотосъемок и судовых стереофотосъемок волнения (Давидан, Лопатухин, Рожков, 1972) может быть представлены в виде

$$F(\lambda) = \exp \left[ -A \left( \frac{\lambda}{\bar{\lambda}} \right)^K \right], \quad (4.45)$$

где  $k=2,3$ ,  $A=0,76$ , а для распределения крутизны волн предлагается следующая аппроксимация, соответствующая фактическим данным:

$$F(\delta) = \exp \left[ -0,742 \left( \frac{\delta}{\bar{\delta}} \right)^{2,5} \right] \quad (4.46)$$

#### Структура частотного и углового спектров ветровых волн

Выражения для частотного спектра, полученные разными исследователями, различаются количественно, но обладают рядом общих свойств. Почти все они имеют вид (Крылов, 1966)

$$\frac{1}{2g\rho} e_1(\mu) = \frac{\alpha g^2}{\mu^n} \exp(-q\mu^{-m}) \quad (4.47)$$

произведения степенной функции  $\mu^{-n}$  на экспоненту от другой степенной функции  $(-q\mu^{-m})$ , где  $n \geq 5$  и  $m \geq 2$ . На малых частотах эта функция очень быстро стремится к нулю, а на больших частотах убывает значительно медленней (рис. 16). Это свойство спектра объясняется тем, что длинные волны встречают аэродинамическое сопротивление воздуха и потому довольно быстро исчезают. Волны же относительно короткие непрерывно получают энергию от ветра, и спектр обогащается этими составляющими.

Другое важное свойство всех частотных спектров состоит в том, что спектральный период  $\tau_m$ , соответствующий максимуму энергии, всегда больше среднего периода видимых волн  $\bar{\tau}$ , причем отношение  $\tau_m / \bar{\tau}$  практически постоянно для разных стадий развития волнения, а также для условий как глубокого моря, так и прибрежной зоны.

Информацию о распределении энергии элементарных волн в зависимости от направления их распространения дает угловой спектр, равный интегралу от двухмерного спектра, взятому по всем частотам. Данные измерений в основном подтвердили аналитическую функцию углового распределения энергии ветровых волн, предложенную в 1951 г. А. Артуром в

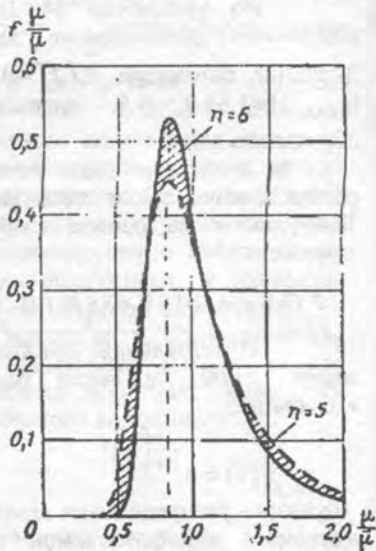


Рис. 16. Безразмерный частотный спектр для двух предельных значений  $n$  (Стрекалов, 1965)

виде  $\frac{2}{\pi} \cos^2 \theta$ . Измерения, относящиеся к глубинам, где начинала

проявляться рефракция волн (Крылов, Стрекалов, Цыплухин, 1965), свидетельствуют о некотором сужении распределения энергии. Вместе с тем, угловой спектр нарастающего (по разгону или во времени) волнения лучше описывается функцией  $\cos^3 \theta$  (рис. 17).

Позднее для широких условий волнообразования было показано (Давидан и др., 1970), что действительное угловое распределение энергии существенно зависит от интенсивности волнения, имеет наибольшее значение на частоте основного спектрального максимума и уменьшается как в сторону меньших, так и больших частот.

Линейная теория монохроматических волн не позволяет учесть влияние контура берега на параметры волн за пределами прибрежной зоны. Исследование трансформации спектра, напротив, позволяет получить коэффициенты уменьшения высоты волн на глубокой воде около прямолинейного берега для различных углов подхода фронта волн к линии берега в виде (Крылов, 1966):

$$\frac{\bar{h}_0^*}{h_0} = \left[ 1 - \frac{\alpha}{\pi} + \frac{1}{2\pi} \sin 2 \left( \frac{\pi}{2} - \alpha \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1.48)$$

Числовые значения этой функции приведены в табл. 4.

Таблица 4

Коэффициенты уменьшения высоты волн на глубокой воде около прямолинейного берега для различных углов подхода ( $\alpha$ )

| $\alpha$                  | 0    | 10   | 20   | 30   | 40   | 50   | 60   | 70   | 80   | 90   |
|---------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| $\frac{\bar{h}_0^*}{h_0}$ | 1,00 | 1,00 | 0,99 | 0,98 | 0,97 | 0,94 | 0,90 | 0,84 | 0,79 | 0,71 |

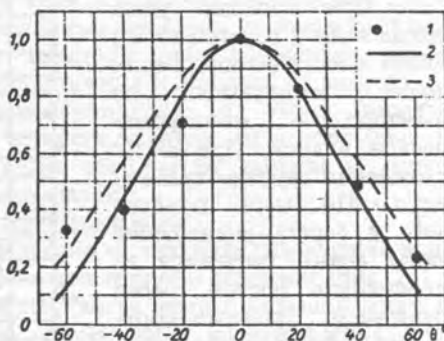


Рис. 17. Угловой спектр развивающегося волнения (Крылов, 1966): 1 - натурные данные;

2 - функция  $\cos^2 \theta$ ;

3 - функция  $\cos^3 \theta$

О различиях рефракции спектра и рефракции монохроматической волны в прибрежной зоне можно получить представление из рис. 18.

При больших углах подхода волн к берегу ( $\alpha > 60^\circ$ ) средняя высота ветровых волн меньше изменяется по сравнению с монохроматической волной. При  $\alpha < 30^\circ$  расхождения заметно сглаживаются. По мере приближения к берегу уменьшение высоты волны сменяется ее интенсивным ростом перед обрушением. Проверка соответствия теоретического расчета трансформации спектра ветровых волн в береговой зоне данным натурных измерений показала очень хорошее совпадение теоретических и измеренных величин. В частности было установлено весьма малое увеличение среднего периода (в среднем на 5%) по мере движения волн к берегу с 16 до 7 м глубины. Важно отметить, что отношение частоты, отвечающей максимуму энергии  $\mu_m$

к частоте  $\mu = \frac{2\pi}{\tau}$ , где  $\tau$  - средний период, остается неизменным вплоть до зоны разрушения волн.

Контрольные измерения деформации углового спектра в прибрежной полосе до зоны обрушения подтвердили правильность теории и, в частности, справедливость исходного положения, что каждая составляющая углового спектра изменяется по законам линейной гидродинамической теории без заметных потерь энергии. На мелкой воде волны претерпевают деформацию. Приведенные расчеты относятся к подводному склону с песчаным или галечным дном и уклонами от 0,1 до 0,001. Для меньших уклонов результаты будут завышенными, поскольку расчеты не учитывают трения о дно и потери энергии в результате частичного обрушения волн.

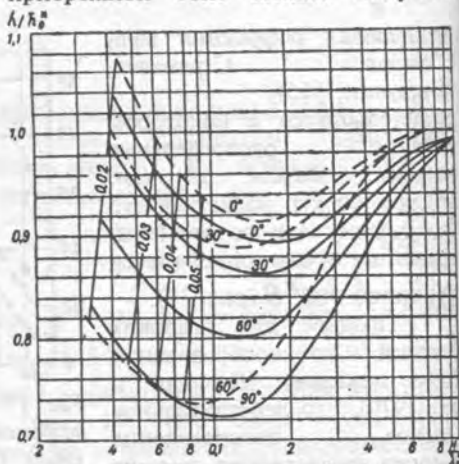


Рис. 18. Изменение средней высоты ветровых волн (сплошные линии) и высоты монохроматических волн (пунктирные линии) в зависимости от относительной глубины  $\frac{H}{\lambda_0}$  при различных исходных углах подхода фронта волн к прямолинейному берегу (Крылов, 1966).

## 5. РАЗРУШЕНИЕ ВОЛН И ПРИБОЙНЫЙ ПОТОК

В глубоком море ветровые волны будут разрушаться, когда их крутизна достигнет определенной величины. Но наибольший интерес представляет случай разрушения волн вследствие уменьшения глубин. В зоне разрушения волн движения очень сложны и удовлетворительной теории пока не создано, но вместе с тем существуют ценные наблюдения, полуэмпирические построения и попытки их синтеза.

Разрушение волн разнообразно и в этом, вероятно, привлекательность наблюдений с берега за штормом в море (рис. 19). Разрушение волн зависит главным образом от высоты и периода подходящих волн, а также от уклона пляжа.

### Виды разрушения волн

К настоящему времени выделено четыре вида разрушения волн - рассыпание, опрокидывание, коллапсирование и серджинг (рис. 20).

Рассыпание - имеет место, когда волны большой крутизны подходят к пляжу умеренного уклона. Вода вблизи гребня волны рассыпается по мере увеличения крутизны волны на малых глубинах. Волна однако сохраняет близкую к симметричной форму (рис. 20.1). Иногда эту разновидность разрушения называют скользящим бурном. При таком разрушении момент максимума скорости значительно опережает момент прохождения гребня волны.

Опрокидывание наблюдается на относительно крутых склонах пляжей (рис. 20.2). Волна при этом становится асимметричной, передний фронт увеличивает крутизну, пока не происходит нависание верхней части гребня и его опрокидывание. Деформация волны происходит при этом значительно быстрее, чем при разрушении рассыпанием. Гашение энергии волны при этом происходит исключительно бурно.

Коллапсирующее разрушение характерно для относительно более крутых уклонов пляжей, и разрушение происходит в виде постепенного нарастания крутизны переднего фронта волны и постепенного уменьшения ее параметров в виде схлопывания формы волны (рис. 20.3).

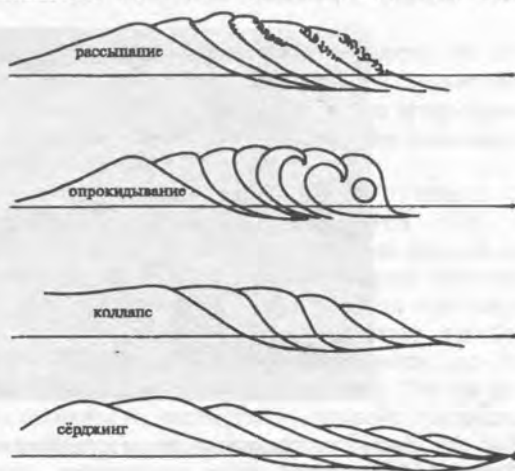


Рис. 20. Виды разрушения волн



*Рис. 19. Последовательные фазы разрушения волны при подходе к берегу.  
Фото В.М.Пешкова*

**Серджинг** наблюдается, когда волны малой крутизны распространяются на крутой откос пляжа (рис. 20.4). Эта разновидность разрушения характеризуется нарастанием крутизны переднего склона волны и плавным уменьшением площади сечения волны. Часто разрушение происходит в условиях отката предшествующей волны.

Две последних разновидности разрушения волн характеризуются незавершенностью процесса разрушения и к ним может быть применен термин неполное разрушение.

При очень больших уклонах пляжей или поверхностей гидротехнических сооружений волны не разрушаются, а отражаются от берега.

Рядом исследователей предприняты попытки получить формальные критерии для разделения видов разрушения волн.

Прибойный коэффициент (Galvin, 1972) представляет собой некоторое безразмерное число, включающее высоту разрушающейся волны, ее период и уклон пляжа и позволяет ориентировочно проводить типизацию видов разрушения. Другими исследователями (Guza, Bowen, 1975; Guza, Inman, 1975) предложен сходный коэффициент, который назван фактором меры прибора  $\epsilon$ , и он был позднее широко использован в полевых исследованиях. Исследования проводились для анализа обмена энергией между пляжем и волнами и, в частности, для поиска путей, по которым происходит диссипация энергии волн или ее отражение от пляжа для отдельных видов разрушения волн. Фактор меры прибора

$$\epsilon = \frac{a \cdot \pi}{g\tau \cdot \text{tg}^2 \beta}, \quad (5.1)$$

где  $a$  - амплитуда волны,  $g$  - ускорение силы тяжести,  $\tau$  - период волны,  $\text{tg} \beta$  - уклон пляжа.

В частности, если  $\epsilon$  меньше 2,5, то волны разрушаются по типу серджинга и значительная доля поступающей энергии отражается от пляжа обратно. Когда  $\epsilon$  больше 33, это указывает, что формируется рассыпающийся бурун и большая часть волновой энергии рассеивается внутри широкой зоны разрушения волн.

В условиях сравнительно приглубого берега в последовательности волн было замечено (Huntley, Bowen, 1975), что первая волна разрушается по типу ныряющего буруна на мелкой воде из-за того, что образующийся прибойный поток не успевает откатиться до подхода следующей волны, - реальное время действия прибойного потока меньше периода волны. Вторая волна попадает на более глубокую воду в момент отката первой и разрушается по типу неполного обрушения (коллапсирующего или серджинга). Третья волна наталкивается на откат первой и частично - второй, разрушаясь опрокидыванием. В дальнейшем цикл повторяется. Итак, за время равное трем периодам волн, действовало всего два прибойных потока.

Отношение длительности действия прибойного потока к периоду волны было названо фазовым различием (Кемп, 1975). Обнаружилась связь этого параметра с типом разрушения волн и рельефом пляжа.

Таблица 5 представляет сравнение трех перечисленных мер видов разрушения и указывает на отличия одних видов разрушения волн от других.

К.Хорикава (Horigawa, 1988), обобщивший целый ряд критериев разделения видов разрушения волн, пришел к заключению о невозможности их разделения из-за субъективности классификаций.

#### Высота разрушающейся волны и глубина разрушения

Существует два типа критериев для прогноза параметров разрушающихся волн. Один из типов представляет критерий в функции локальных условий, включающих период, высоту волны и глубину в точке разрушения. Второй - дает соотношение между параметрами волн на глубокой воде и в точке разрушения.

Наиболее содержательными являются критерии, сочетающие возможно большее число факторов.

Таблица 5

Некоторые критерии видов разрушения волн

| Автор             | Теория                | Выражение   | Виды разрушения               |                                |
|-------------------|-----------------------|---|-------------------------------|--------------------------------|
|                   |                       |   | От серджинга до опрокидывания | От опрокидывания до рассыпания |
| Galvin, 1968      | Прибойный коэффициент | $B_p = \frac{h_p}{g\tau^2}$                             | 0,003                         | 0,068                          |
| Guza, Inman, 1975 | Фактор меры прибоя    | $\epsilon = \frac{a \cdot 2\pi}{g\tau \cdot tg^2\beta}$ | 2,5                           | 33                             |
| Kemp, 1975        | Фазовое различие      | $p = t/\tau$  | 0,5                           | 1,0                            |

Миш (Miche, 1951) на основе теоретического анализа получил следующее уравнение для описания разрушающихся волн

$$\frac{h_p}{\lambda_p} = 0,142th \left( \frac{2\pi H_p}{\lambda_p} \right), \quad (5.2)$$

где  $h_p, \lambda_p$  - высота и длина разрушающейся волны в точке разрушения,  $H_p$  - глубина в точке разрушения.

В некоторых случаях волны распространяются на течениях, и на встречном течении разрушение волны происходит раньше. В частности, было найдено, что в этом случае константа в формуле Миша меньше, чем 0,142.

Примером второй категории критериев является аппроксимирующее выражение Года (Goda, 1975) для уклонов пляжа менее 0,02

$$\frac{h_p}{\lambda_0} = A \left[ 1 - \exp \left\{ -1.5\pi H_p / \lambda_0 \left( 1 + 15 \operatorname{tg}^3 \beta \right) \right\} \right], \quad (5.3)$$

где  $A$  - эмпирическая постоянная, равная 0,17. Это уравнение иллюстрируется рис. 21.

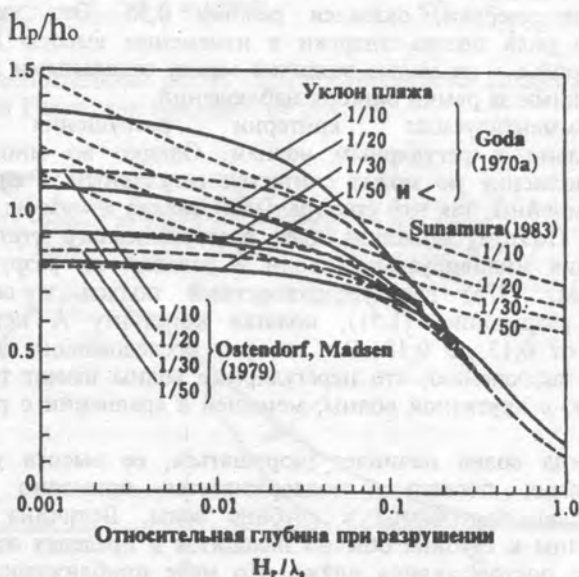


Рис. 21. Распределение высот разрушающихся волн в зависимости от безразмерной глубины и уклона по данным некоторых исследователей (Horikawa, 1988)

С помощью теории волн малой амплитуды было получено следующее соотношение (Komar, Gaughan, 1973)

$$\frac{h_p}{h_0} = 0,563 / (h_0 / \lambda_0)^{1/5} \quad (5.4)$$

Коэффициент 0,563 был подобран из экспериментальных данных. Это уравнение, как и уравнение (5.2) не учитывает влияния уклона пляжа.

Позднее другими исследователями были получены выражения, включающие уклон пляжа, а также была сделана попытка учесть рефракцию и дифракцию волн и скорость диссипации энергии, вызванной трением, и отражающейся в уменьшении высоты волны (Horikawa, 1988).

В частности Сунамура (Sunamura, 1983) получено соотношение

$$h_p/h_0 = (\operatorname{tg} \beta)^{0,2} (h_0/\lambda_0)^{-0,25} \quad (5.5)$$

Однако, как это выражение, включающее уклон, так и выражение, дополнительно учитывающее рефракцию волн и потери высоты волны, вызванные диссипацией ее энергии, не приводят к заметным отличиям конечных результатов. Так, например, коэффициент, учитывающий изменения высоты волны вследствие рассеивания энергии, оказался равным 0,95. Это указывает на меньшую роль потерь энергии в изменении высоты волны, а, с другой стороны, - на малые различия между отдельными критериями, не выходящими за рамки ошибок наблюдений.

Комментируемые критерии разрушения выведены применительно к регулярным волнам. Однако во многих случаях реальное волнение не может считаться регулярным. Разрушающиеся волны нелинейны, так что спектральный анализ к ним не может быть применен. Поэтому возникла идея альтернативного статистического исследования индивидуальных волн и условий их разрушения. Так Годда (Goda, 1975) ввел вероятностный подход к собственному критерию разрушения (1.51), полагая константу А переменной в интервале от 0,12 до 0,18. Все авторы, исследовавшие этот вопрос, пришли к заключению, что нерегулярные волны имеют тенденцию к разрушению с крутизной волны, меньшей в сравнении с регулярными волнами.

Когда волна начинает разрушаться, ее высота уменьшается очень быстро, поскольку поддерживается примерно постоянное отношение высоты волны к глубине воды. Величина отношения высоты волны к глубине обычно находится в пределах от 0,8 до 1,0, возрастая с ростом уклона пляжа. По мере приближения к области разрушения профиль волны заостряется, но становится менее острым после разрушения, тогда как асимметрия профиля нарастает, что приводит к формированию бора с крутым передним склоном. Таковы особенности трансформации волны на сравнительно однородном уклоне.

На пляже с подводными валами глубина после первичного разрушения может увеличиваться или оставаться постоянной. В этом случае высота волны также быстро уменьшается. Однако после точки разрушения диссипация энергии прекращается и волна перестраивается. Профиль перестроенной волны сходен с профилем волн конечной амплитуды, хотя иногда в процессе разрушения

индуцируются вторичные волны. Отношение высоты реформированной волны к глубине составляет примерно от 0,4 до 0,5 (Hogikawa, 1988).

Года (Goda, 1975) предложил вероятностную модель трансформации высот волн в зоне разрушения. В его модели ожидаемая значительная высота разрушающейся волны получена из значительной высоты волн на глубокой воде с помощью уравнений.

$$\left. \begin{aligned} \frac{h}{h_0} &= \sqrt{\frac{1}{2n} \frac{1}{\text{th } kH}} \\ hH^{2/7} &= \text{const} \\ hH^{5/2} \left( \sqrt{\frac{gh\tau^2}{H^2}} - 2\sqrt{3} \right) &= \text{const} \end{aligned} \right\} \begin{aligned} \frac{gh\tau^2}{H^2} &\leq 30 \\ 30 &\leq \frac{gh\tau^2}{H^2} \leq 50 \\ 50 &\leq \frac{gh\tau^2}{H^2} \end{aligned}$$

Кроме того, распределение высот волн предполагается следующим распределению Релея, как показано на рис. 22.

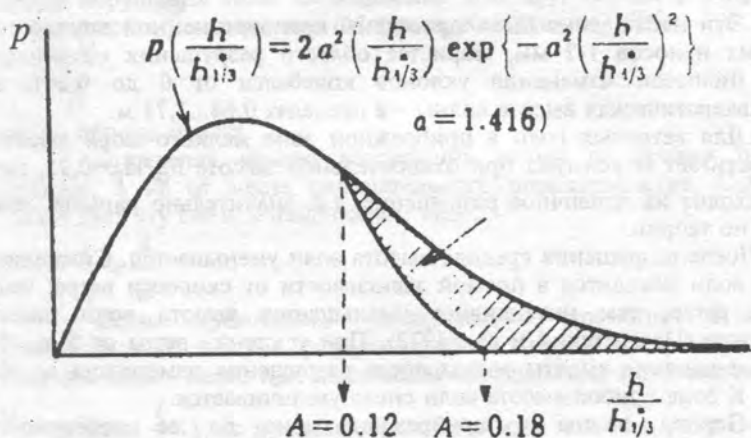


Рис. 22. Функция распределения высот волн в процессе разрушения.

Критерий разрушения в данном случае определяется следующим образом. Все волны, для которых константа  $A$  больше 0,18, разрушаются, и нет волн, которые разрушались бы при  $A$  меньше 0,12. Для волн промежуточных значений  $A=0,12\dots 0,18$  отношение числа разрушенных волн к общему числу предполагается равномерно изменяющимися линейно в интервале от 0 до 1. Определенные таким образом разрушенные волны, которые соответствуют заштрихованной

области рис. 22, исключаются из рассмотрения, и вертикальная шкала изменяется так, что общая вероятность равняется единице. Этот перераспределительный процесс подразумевает, что разрушающиеся волны будут иметь распределение, пропорциональное распределению неразрушенных волн. В этой модели глубина воды определяется с учетом волнового нагона и прибойных биений. Модель обнаруживает неплохое соответствие наблюдениям, однако следует обратить внимание, что она неприменима к участкам со сложным рельефом дна.

Сунамура (Sunamiga, 1983) получил эмпирический критерий для разрушающихся волн по экспериментальным результатам в длинных волновых лотках, из которого следует зависимость разрушения как от уклона, так и от крутизны волны:

$$h_p / H_p = 1,09 (\operatorname{tg} \beta)^{0,19} (h_p / \lambda_0)^{-0,1}$$

Вместе с тем на основе полевых данных выявлено (Sallenger, Holman, 1985), что отношение среднеквадратической высоты волны к глубине в точке разрушения варьирует от 0,29 до 0,55. Оно растет с ростом локального уклона и независимо от крутизны волн на глубокой воде:

$$h_{\text{rms}} / H_p = 3,2 \operatorname{tg} \beta + 0,30$$

Эти наблюдения были проведены при осредненной крупности пляжевых наносов 1-2 мм, мористее области разрушения находился песок. Диапазон изменения уклонов колебался от 0 до 0,061, а среднеквадратическая высота волны - в пределах 0,64...1,71 м.

Для ветровых волн в прибрежной зоне мелкого моря высота волн достигает максимума при относительной высоте  $h_p / H_p = 0,25$ , где и происходит их первичное разрушение, т.е. значительно раньше, чем следует по теории.

После разрушения средняя высота волн уменьшается. Снижение высоты волн находится в прямой зависимости от скорости ветра: чем сильнее ветер, тем интенсивнее уменьшается высота волн после разрушения (Назаретский и др., 1972). При усилении ветра от 5 до 10 м/сек уменьшение высоты волны после разрушения изменялось от 10 до 40%. К зоне прибоя высота волн снова увеличивается.

Период волны в прибрежной зоне до ее первичного разрушения практически не меняется. Однако, после разрушения на 5-метровой глубине средний период к глубине около 1 м возрастает примерно на 35%.

#### Волны в зоне заплеска

Движение заплеска в области последнего разрушения волны может быть определено теоретически в предположении однородного уклона пляжа. Для высоты наката, отсчитываемой от штилевого уровня, была установлена зависимость (Miche, 1951)

$$R_u / h_0 = \sqrt{\pi / 2 \beta}$$

В дальнейшем для нелинейных волн был получен усложненный результат, включающий некоторые ограничения, касающиеся среднего уровня водной поверхности и диссипации энергии. Однако нереалистично оценить величину диссипации энергии. Между тем высота наката сама по себе может быть исследована эмпирически. Для уклонов пляжа более 0,1 Хант (Hunt, 1959) получил

$$R_u / h = \operatorname{tg} \beta / \sqrt{h / \lambda_0}$$

При количественной характеристике типов разрушающихся волн обычно используют параметр Батьеса (Battjes, 1974), который может быть представлен в виде:

$$B = \operatorname{tg} \beta \sqrt{\frac{g \tau^2}{h_p}}$$

где  $\operatorname{tg} \beta$  - уклон пляжа,  $\tau$  - период,  $h_p$  - высота волны в зоне разрушения.

Другой важной характеристикой является отношение времени действия прибойного потока к периоду волны - параметр Кэмпа. Была установлена связь параметра Кэмпа с рельефом прибойной зоны и типом обрушения волн. Объединение этих двух параметров привело к эмпирическому выражению (Морозов, Кошельник, 1984):

$$\frac{t}{\tau} = \frac{2,5}{B}$$

где  $t$  - период наката.

Определяя начало разрушения волны от бровки пляжевой ступени, а не от места окончательного опрокидывания, С.А.Катков (1986) дает эту связь в измененном виде:

$$\frac{t}{\tau} = \frac{4}{B}$$

Если представить зависимость параметра Кэмпа от относительной высоты разрушающейся волны, то "резонанс" всей системы имеет место при ныряющем обрушении и значении параметра

$\frac{t}{\tau} = 1$ . Если  $\frac{t}{\tau} < 1$ , то происходит нагон в зоне наката и размыв верхней

части профиля берега, при  $\frac{t}{\tau} > 1$  имеет место нагон перед зоной разрушения и аккумуляция в верхней части профиля. Следовательно, асимметрия прибоя - главная причина изменения рельефа пляжа.

При значениях  $\frac{t}{\tau} > 2$  большая часть энергии волн расходуется на возникновение относительно низкочастотных колебаний по сравнению

с периодом подходящих волн, и развитие пляжа происходит в так называемой ингравитационной области взаимодействия, характерной для песчаных отмелей берегов.

Было замечено (Kemp, Plinston, 1974), что фронт волны в условиях неполного разрушения движется по параболической траектории. Принимая во внимание чисто параболическое движение, имеем  $u_0 = \sqrt{gh_m}$ . Высота  $h_m$  определяется как максимум высоты волнового профиля над дном. Можно полагать что, в зависимости от трения на пути движения заплеска, величина коэффициента в уравнении для скорости фронта потока будет располагаться в пределах от 2,0 до 2,5, исключая бурное разрушение по типу опрокидывания.

На рис. 23 показаны некоторые экспериментальные результаты, которые с высокой степенью надежности позволяют определить скорость движения фронта разрушающейся одиночной волны (скорость движения воды) в зависимости от высоты волны  $h_m$  в точке старта наката:

$$u_0 = 2,2 \sqrt{gh_m} \quad (5.6)$$

Н.С. Сперанский (1972), измеривший скорости прибойного потока на прямолинейном песчано-галечном пляже в широком диапазоне параметров волн ( $h_p=0,3...2,2$  м,  $\tau_p=3,8...8,0$  с), установил, что процесс разрушения сопровождается ростом скорости заплеска, максимум которой достигается на расстоянии 1-2 м от линии разрушения. Выше по склону скорость постепенно уменьшается.

Максимальная скорость прямого заплеска (наката) повсеместно превышает максимальную скорость обратного заплеска (отката). Точка старта отката на расстоянии 1-1,5 м смещена по профилю от вершины наката из-за частичных потерь воды на фильтрацию, которая особенно существенна именно в верхней части заплеска (рис. 24).

Увеличение вниз по профилю скорости фиксированной точки обратного потока  $u$  хорошо аппроксимируется выражением

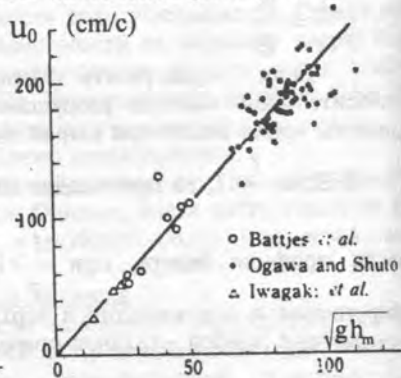


Рис. 23. Зависимость скорости наката от высоты волны в точке последнего разрушения (Horikawa, 1988).

$$u^- = k \sqrt{g(L-l)} \quad (5.7)$$

где  $L$  - ширина зоны заплеска,  $l$  - расстояние от линии разрушения,  $g$  - ускорение силы тяжести,  $k$  - коэффициент пропорциональности.

Время, в течение которого происходит ускорение движения потока, в среднем не превышает 0,5-0,8 сек, что составляет 5-10% от величины периода волны. В некоторых случаях время ускорения движения потока достигает 1,5 сек.

Обычно на крутых склонах время действия потока заплеска убывает вверх по пляжу, а продолжительность осушки нарастает в этом направлении. Скорости как прямого, так и обратного потоков также убывают вверх по пляжу. На относительно крутых, слабо фильтрующих пляжах после действия прямого потока наблюдается хорошо выраженный обратный поток, скорость которого в нижней части склона приближается к скорости прямого потока.

На пологих склонах (2-5°) динамика потока заплеска значительно сложнее. Прежде всего слабее выражено действие обратного потока. Это

связано как с дополнительной подачей на створ воды косыми заплесками прямого потока со смежного участка, так и с незавершенностью полного цикла заплеска, поскольку прямой поток часто сталкивается с обратным заплеском предыдущего. Тем самым он теряет энергию на гашение энергии обратного потока и препятствует развитию последнего.

Действие обратного потока, как правило, гораздо менее выразительно на выпуклых профилях, чем на вогнутых. Это связано с растеканием воды прямого потока в стороны на выпуклом профиле.

На выпуклых профилях пляжа с уклоном 2-10° коэффициенты асимметрии скоростей вдоль всего профиля больше единицы и возрастают вверх по пляжу. На крутых (7-10°) вогнутых склонах во время действия волн большого периода в нижней части склона средняя скорость обратного потока, несмотря на уменьшение массы воды за

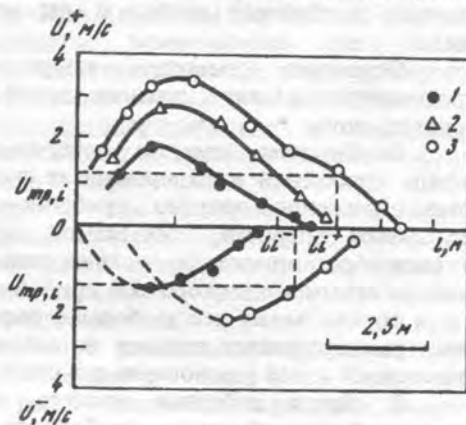


Рис. 24. Зависимость скорости прямого ( $u^+$ ) и обратного ( $u^-$ ) прибойного потока на плоской поверхности песчано-галечного пляжа от расстояния ( $l$ ) до линии разрушения волны (Сперанский, 1981). 1, 2, 3 - номера экспериментов.

счет инфильтрации и потери энергии на трение, равна средней скорости прямого потока

Чем больше разница скоростей прямого и обратного заплесков, тем круче уклон поверхности пляжа. Действительно, откос может существовать лишь в условиях преобладания прямой скорости над обратной скоростью прибойного потока при действии составляющей силы тяжести, направленной вниз по откосу.

Измерения, проведенные в природных условиях (Лонгинов, 1963; Сперанский, 1972), позволили выяснить закономерности динамики прибойного потока и перемещения наносов прибойной зоны.

Основные выводы, полученные при исследовании гидродинамики и литодинамики прибойной зоны в естественных условиях таковы:

1. Скорость прямого прибойного потока во всех точках профиля прибойной зоны превышает скорость обратного прибойного потока. Движение прямого прибойного потока вверх по пляжу определяется энергией, сообщаемой ему при разрушении волны, движение обратного потока - исключительно действием силы тяжести. Величина асимметрии скоростей прибойного потока в одном заплеске во всех точках пляжа всегда больше единицы или равна ей. Обычно асимметрия превышает единицу на склонах с выпуклым профилем и приближается к ней у основания и в средней части вогнутых склонов.

2. Время действия прямого прибойного потока меньше времени действия обратного прибойного потока и с ростом периода волны это различие возрастает.

Характеристика асимметрии времени во всех измерениях резко возрастает вверх по пляжу, что объясняется прежде всего потерями массы обратного заплеска прибойного потока на фильтрацию.

## 6. ТЕЧЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ И ДЛИННЫЕ ВОЛНЫ

Течения береговой зоны исключительно разнообразны из-за широкого набора сил, вызывающих их появление. Важный класс течений проявляется как конечная стадия трансформации энергии ветровых волн. В соответствии с основным источником энергии такие течения получили названия волновых. По наиболее типичному направлению их действия различают поперечные и продольные (вдольбереговые) течения. Среди поперечных будем различать нагонные, появляющиеся вследствие переноса жидкости в направлении распространения волн (в общем случае - к берегу), и компенсационные противотечения, возникающие как следствие необходимости компенсации масстраспорта в сторону берега и направленные в море. Вдольбереговые течения традиционно разделяются на вдольбереговые энергетические и градиентные. Вдольбереговые энергетические течения основным источником энергии имеют вдольбереговую составляющую потока волновой энергии. Градиентные течения появляются как следствие неравномерности осредненного уровня моря вдоль контура берега. В общей случае и компенсационные течения являются градиентными, поскольку они направлены на уменьшение градиента уровня, возникающего вследствие волнового или ветрового нагона.

Градиентные течения могут появляться также и вследствие суперпозиции (сложения) волнового поля с некоторыми разновидностями длинных волн, например, краевыми волнами, обладающими свойствами распространяться вдоль берегов, а также и с длинными стоячими волнами.

Источником энергии ветровых (дрейфовых) течений является касательное напряжение ветра о водную поверхность.

Сточные течения - разновидность класса градиентные течений, возникающих вследствие градиента уровня между различными бассейнами или из-за избыточного локального притока воды, например, в устье реки.

Плотностные течения проявляются на участках существенных градиентов плотности воды, которые могут быть обусловлены перепадами солености, температуры, а также насыщенности мелкодисперсными взвесями.

Постоянные течения Мирового океана частично могут распространяться над мелководьями и в отдельных случаях становятся важным фактором перемещения наносов в особенности при взаимодействии с волнами.

Приливные течения - важный фактор перемещения наносов и преобразования рельефа. Они представляют собой проекции орбитальных скоростей длинных приливных волн, вызванных приливообразующими силами Луны и Солнца. Ввиду их особой важности и специфичности, действие приливных течений будет рассмотрено в следующей главе.

### Циркуляция в вертикальной плоскости

В наиболее простом случае установившегося волнения над подводным склоном поток воды, создаваемый волновым переносом, должен компенсироваться оттоком, так что полный поток водной толщи в любом сечении по нормали к берегу должен быть равен нулю.

Решение Лонге-Хиггинса о переносе жидкости (рис. 8) приводит к профилю скорости, который характеризуется переносом воды в верхнем и придонном слоях в сторону берега и компенсационным оттоком на промежуточном горизонте. На мелкой воде противотечение переходит в верхнюю половину водной толщи. Лабораторные эксперименты в волновых лотках в основном подтвердили эти результаты. Другими экспериментами (Кинг, 1963; Bijker et al., 1974) выявлена тесная зависимость направления транспорта воды от шероховатости дна. Анализ причин расхождения теории с экспериментом привел к заключению (И.Леонтьев, 1989), что развитие турбулентности у дна должно сопровождаться затуханием придонного дрейфа, а действие компенсационного течения также противодействует переносу в сторону берега. К этому следует добавить, что в придонном слое в условиях турбулентности наблюдаются высокие концентрации взвеси, которые при наличии достаточного уклона дна в сторону моря, способны создать движение по уклону под влиянием составляющей силы тяжести.

Задавая условие равенства потоков масс к берегу и от берега, можно получить оценку величин скоростей нагонного течения  $u^+$  и компенсационного противотечения  $u^-$  (И.Леонтьев, 1989)

$$u^+ = -u^- = \frac{1}{8} \gamma^2 (gH)^{1/2} \quad (6.1)$$

где  $\gamma = h/H$ ,  $H$  - глубина.

Проверка этого соотношения показала, что оно в общем согласуется с наблюдениями, но в области до разрушения волн расчетные величины сильно завышены.

Неопределенность ситуации с распределением нагонных и компенсационных течений стимулировала ряд экспериментальных исследования в естественных условиях (Сперанский, Леонтьев, 1979; Леонтьев, Сперанский, 1980). В итоге были получены разрезы, характеризующие распределение горизонтальных скоростей в толще воды при различных волновых режимах (рис. 25).

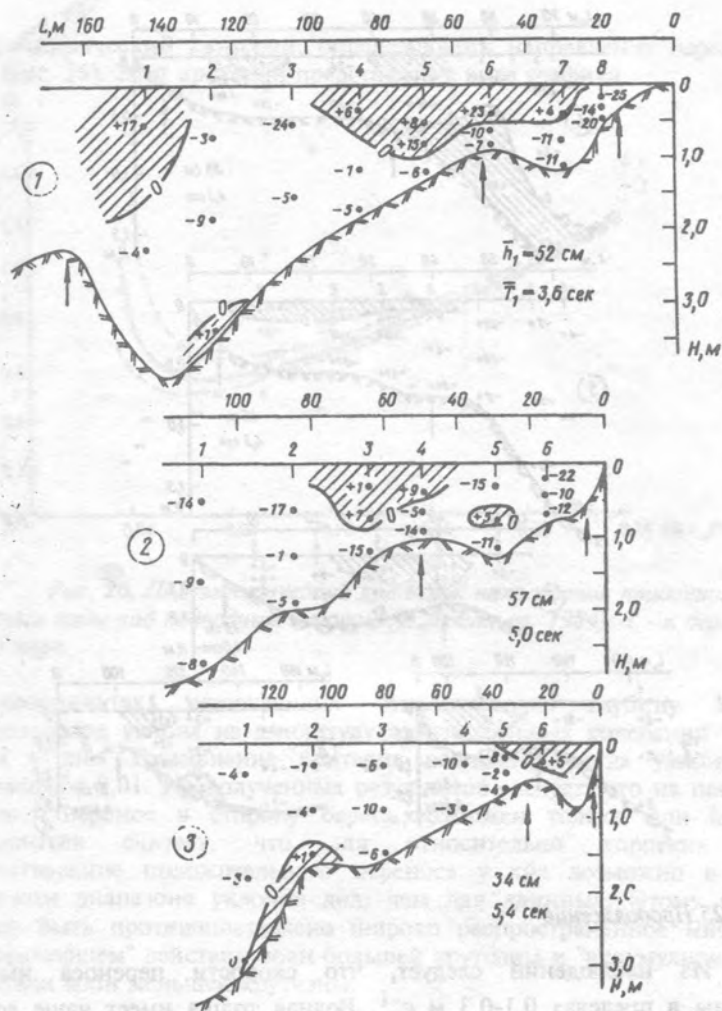


Рис. 25. Распределение переносных скоростей в толще вод, измеренных в морских условиях (Леонтьев, Сперанский, 1980).

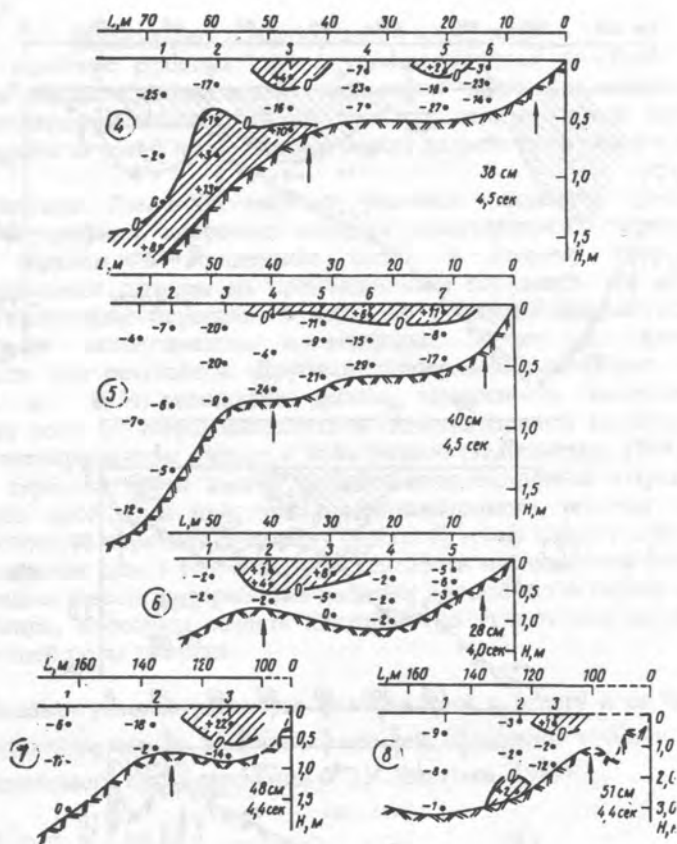


Рис. 25. Продолжение

Из наблюдений следует, что скорости переноса имеют величины в пределах  $0,1-0,3 \text{ м с}^{-1}$ . Водная толща имеет чаще всего двухслойную структуру. Компенсационное противотечение занимает обычно более мощный слой, чем нагонное течение. В местах разрушения волн нагонное течение расширяется вглубь толщи.

В области мористее зоны разрушения вблизи дна отмечаются сравнительно небольшие очаги с дрейфом воды в сторону берега.

На основе физической модели турбулентного пограничного слоя волнового потока над наклонным дном и полученных экспериментальных данных была сделана попытка построить

полуэмпирический критерий, определяющий направление переноса у дна (рис. 26). Этот критерий представлен в виде графика

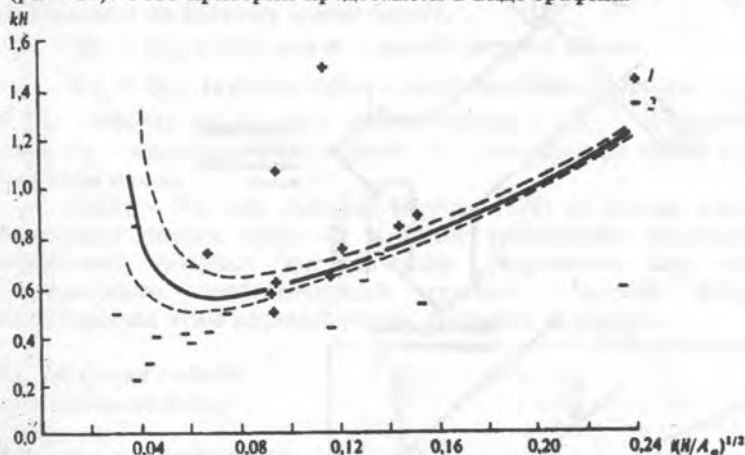


Рис. 26. Полуэмпирический критерий направления придонного переноса воды над подводным склоном (И.Леонтьев, 1984): 1 - к берегу, 2 - в море

в координатах, включающих относительную глубину  $kH$  и произведение уклона на амплитуду горизонтальных колебаний частиц воды у дна. Применение критерия возможно, когда уклоны дна превышают 0,01. Из полученных результатов следует, что на песчаных склонах перенос в сторону берега возможен только при  $kH > 0,5$ . И.Леонтьев считает, что для относительно коротких волн существование положительного переноса у дна возможно в более широком диапазоне уклонов дна, чем для длинных. Этому однако может быть противопоставлено широко распространенное мнение о "размывающем" действии волн большей крутизны и "аккумулирующем" действии волн меньшей крутизны.

#### Продольные (вдольбереговые) течения

При косом подходе волн к берегу с учетом волнового переноса жидкости по лучу волны может быть выделена нормальная (поперечная) компонента такого переноса и продольная (вдольбереговая) компонента. Проведем простейший геометрический анализ такого вдольберегового перемещения, основываясь на рис. 27. Из анализа следует, что "количество" волнового гребня, приходящегося на единицу длины берега и направленного вдоль берега, представляет собой произведение  $\sin \alpha \cdot \cos \alpha$ .

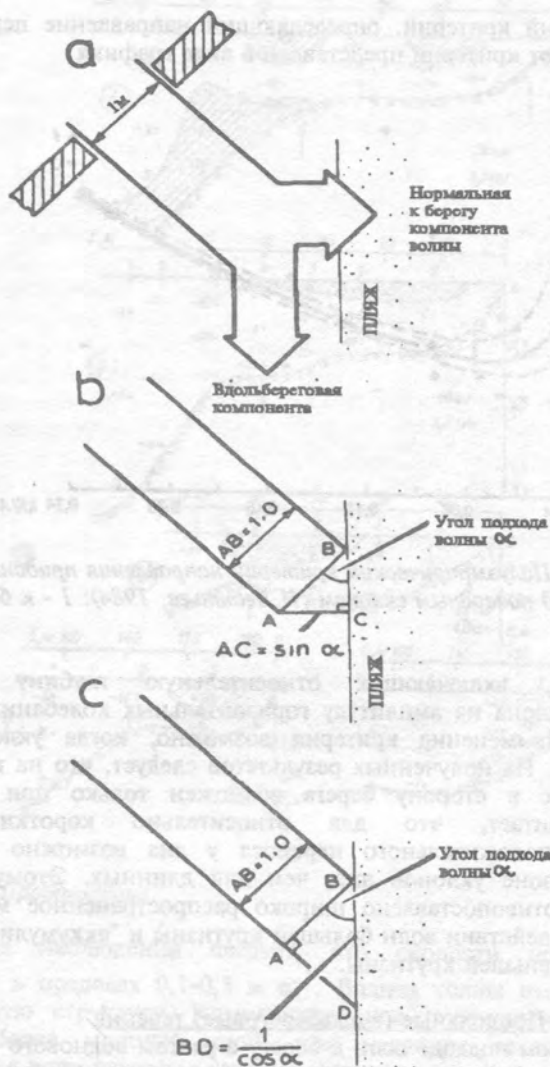


Рис. 27. Диаграмма для вычисления скорости вдольберегового течения (Petrick, 1986): а. Волновая энергия, приходящаяся на 1 м волнового гребня может быть разложена на две компоненты - по нормали к берегу и параллельно ему. б. Ширина вдольбереговой компоненты пропорциональна  $\sin \alpha$ . в. Ширина берега, на которую приходится вдольбереговая компонента, пропорциональна  $1/\cos \alpha$

Если теперь соотнести единичную длину гребня с расходом воды, то тем самым будет определена вдольбереговая величина расхода воды, приходящаяся на единицу длины берега, -

$$Q_L = Q_m \sin \alpha \cdot \cos \alpha - \text{вдольбереговой расход,}$$

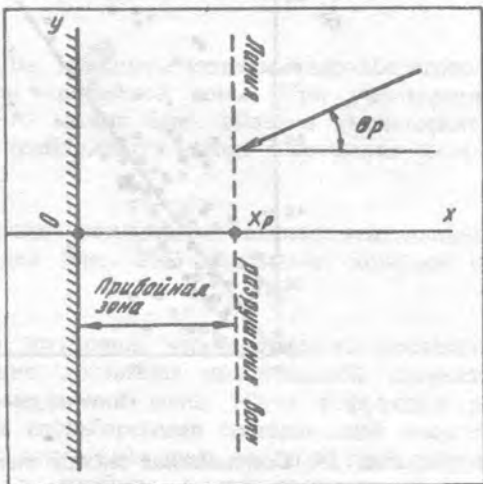
$$U_L = Q_m \cdot \operatorname{tg} \beta \sin \alpha \cos \alpha - \text{вдольбереговая скорость,}$$

где  $Q_m$  - расход на единицу гребня волны,  $U_L, Q_L$  - вдольбереговой расход,  $U_L$  - вдольбереговая скорость,  $\alpha$  - угол подхода волны к берегу,  $\operatorname{tg} \beta$  - уклон пляжа.

Лонге - Хиггинс (Longuet-Higgins, 1970) на основе концепции избыточного потока импульса в волне (концепции радиационного напряжения) получил аналитические результаты для скорости вдольберегового энергетического течения. Система координат, использованная этим исследователем, показана на рис. 28.

Рис. 28. Схема подхода волн к прямолинейному берегу.

Основная кинематическая характеристика энергетического течения на линии разрушения волны, зависящая от целого ряда переменных величин: параметров волнения, глубины, уклона дна, угла подхода волн к зоне разрушения, полученная Лонге-Хиггинсом, обнаруживает значительное сходство с предшествующей формулой, которая выведена на основе геометрических соображений,



$$v_0 = c_1 \alpha \frac{\operatorname{tg} \beta}{c_f} \sqrt{g H_p} \sin \alpha_p \cos \alpha_p \quad (6.2)$$

где  $c_f \cong 0,008$  - коэффициент донного трения;  $\alpha = h/2H_p \cong 0,42$ ,  $c_1 = 5\pi/8$  - константа,  $H_p$  - глубина на линии разрушения волны.

Комар и Инман (Komar, Inman, 1970) нашли, что отношение уклона пляжа к коэффициенту трения представляет собой постоянную величину, и поэтому выражение для скорости вдольберегового энергетического течения значительно упрощается:

$$v_0 = 2,7 U_m \cdot \sin \alpha_p \cdot \cos \alpha_p \quad (6.3)$$

Соответствие этой зависимости экспериментальным данным прослеживается из рис.29. Значение максимальной орбитальной

**ВДОЛЬБЕРЕГОВОЕ  
ТЕЧЕНИЕ 180**

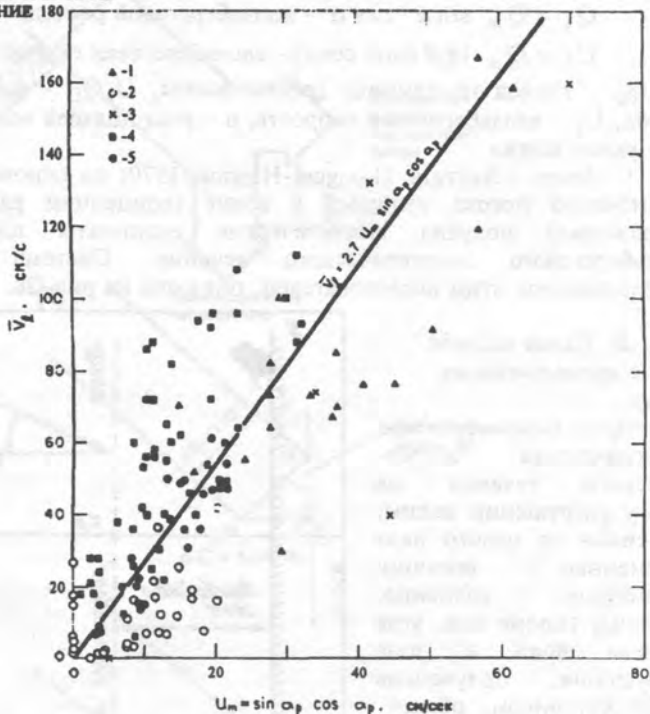


Рис. 29. Соотношение между теоретически определенными и измеренными скоростями вдольберегового энергетического течения (Kotiar, Inman, 1970).

скорости для малых глубин можно определить с помощью теории волн Эри как  $u_m = \sqrt{gH_p}$ .

Чрезвычайно важно, что с помощью теории Лонге-Хиггинса (1974) профиль скорости вдольберегового энергетического течения выражается как функция расстояния от линии уреза береговой линии в виде дифференциального уравнения, решение которого представляет семейство профилей скорости. Форма профиля скорости зависит от

безразмерного параметра  $P = \frac{\pi \operatorname{tg} \beta N}{2 \alpha \cdot c_f}$ , где  $\alpha$  - постоянная характеристика разрушающихся волн, среднее значение которой равно

0,42;  $N$  - числовая константа, имеющая порядок 0,01. В частном случае  $P=0,4$ , аналитическое выражение поперечного сечения скоростей в безразмерных переменных  $X=x/x_p$  ( $x$  - текущая координата,  $x_p$  - расстояние от линии берега до точки разрушения волны);  $V = \bar{v} / v_0$  ( $\bar{v}$  - локальная скорость, осредненная по глубине) дается в следующем виде (рис. 33а).

$$V = \begin{cases} \frac{10}{49} X - \frac{5}{7} X \ln X & 0 < X < 1 \\ \frac{10}{49} X^{-5/2} & 1 < X < \infty \end{cases} \quad (6.4)$$

Как следует из рис 30а, максимум скорости вдольберегового течения располагается внутри прибойной зоны. При уменьшении параметра перемешивания, что может быть вызвано уменьшением уклонов, максимум скорости приближается к зоне разрушения волны, но не достигает ее.

Проверка теоретических результатов экспериментальными данными других исследователей (рис. 30б) показывает хорошее их соответствие.

Н.А.Айбулатов (1960) установил, что у отмелого песчаного берега энергетические течения достигают значительной скорости только во внешней зоне разрушения волн. Из-за рефракции во внутренних зонах разрушения вдольбереговая составляющая энергии волн оказывается небольшой и основными здесь являются градиентные течения. Скорость течения в ложбине после разрушения волн примерно вдвое меньше, чем в зоне разрушения на валу. В Черном море для штормовых условий обычные скорости вдольбереговых течений 1-1,5 м/сек. На Белом море скорости течения достигали 2,5 м/сек. У отмелого берега с подводными валами при штормах вдольбереговые течения достигают такой силы, что береговая зона вблизи уреза напоминает бурный поток.

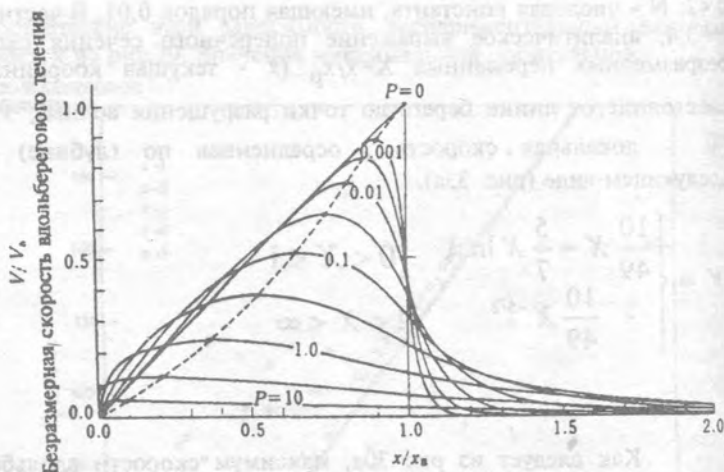


Рис. 30а. Поперечная структура вдольберегового энергетического течения для различных значений параметра перемешивания  $P$  (Longuet-Higgins, 1970). По вертикали - безразмерные скорости, по горизонтали - безразмерное расстояние ( $X=1$  соответствует линии разрушения волны).



Рис. 30б. Сравнение аналитического решения Крауса и Сасаки, основанного на теории Лонге-Хиггинса, и экспериментальных данных (Galvin, Eagleson, 1965)

### Градиентные течения

В работе Ф.Шепарда и Д.Инмена (1951) исследуется другой тип течений, который впоследствии назван градиентным. Шепард и Инмен считали важным учет рефракции волн над неровностями рельефа подводного склона, поскольку она создает местные концентрации энергии и участки повышения уровня вследствие конвергенции волновых лучей. В 73% проведенных наблюдений отмечалось совпадение направления течений по всей толще воды. В остальных случаях в придонном слое течение отклонялось в сторону моря.

Изменение среднего уровня моря  $\bar{\eta}$ , происходящее при подходе поверхностных гравитационных волн к наклонному пляжу, вызвано радиационным напряжением (волновым напором), возникающим в присутствии волн. Полагая уклоны пляжа малыми и отсутствие отражения волн, выделим два определенных района: один - мористее, другой - бережнее точки разрушения.

Мористее точки разрушения энергия приблизительно постоянна, так что  $\bar{\eta}$  - разница между уровнем спокойной воды и средним уровнем моря в присутствии волн постоянной амплитуды

$$\bar{\eta} = -\frac{1}{8} \frac{h^2 k}{sh2kH} \quad (6.5)$$

где  $h$  - среднеквадратическая высота волны,  $H$  - локальная глубина по отношению к штилевому уровню,  $k=2\pi/\lambda$  - волновое число (Longuet-Higgins, Stewart, 1964).  $\eta$  - всегда отрицательно, располагаясь мористее точки разрушения, и представляет собой максимальное снижение уровня в области разрушения волны. Для длинных волн у точки разрушения  $kH$  мало и  $sh2kH \rightarrow 2kH$ , поэтому

$$\bar{\eta}_p = \frac{h_p^2}{16H_p} = \frac{1}{16} \gamma_p h_p \quad (6.6)$$

$$\text{где } \gamma_p = \frac{h_p}{H_p}.$$

Внутри прибойной зоны энергия разрушающихся волн уменьшается в сторону берега с соответствию с уменьшением волнового напора и прослеживается устойчивое повышение среднего уровня. Лабораторные и полевые измерения (Bowen et al., 1968; Inman et al., 1971) показывают, что высота бора составляет примерно постоянную часть средней глубины  $h = \gamma (\bar{\eta} + H)$ . Наблюдения указывают, что в этом районе градиент повышения уровня  $d\bar{\eta}/dx$  приблизительно постоянен. Для ровного склона пляжа, где  $H = x \tan \beta$ , уклон среднего

уровня постоянен и пропорционален уклону пляжа. Максимум возвышения уровня  $\bar{\eta}_m$

$$\bar{\eta}_m = \xi \frac{h_p}{\gamma_p} + \bar{\eta}_p, \quad (6.7)$$

в котором  $\xi = \left[ 1 - \left( 8/3 \gamma^2 \right) \right]^{-1}$  - теоретически определяемый коэффициент. Для случая  $\gamma=1$  повышение уровня  $\bar{\eta}_m$  оказывается приблизительно равным  $0,27h_p$ , а абсолютная величина возвышения уровня в полосе заплеска оказывается примерно в 3,5 раза больше величины понижения уровня вблизи точки разрушения (рис. 31). Например, разрушающаяся волна 3 м высоты будет сопровождаться снижением среднего уровня в точке разрушения на 18 см

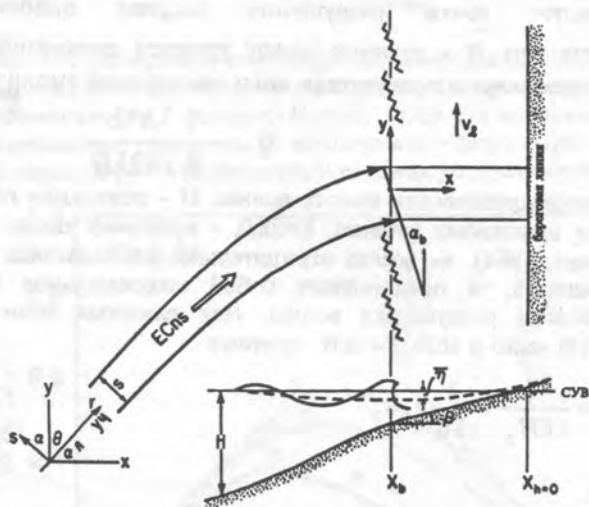


Рис 31. Волновой нагон и волновое снижение уровня.

и возвышением уровня у береговой линии на 63 см. Наличие подводных каньонов, вызывающих дивергенцию волновых лучей над их верховьями и конвергенцию на смежных участках береговой зоны, приводит к значительным перекосам уровней. Так планы рефракции волн в окрестностях подводного каньона Скриппса указывают на то, что высота разрушающихся в верховьях каньона волн в 2-4 раза меньше, чем на смежных участках берегов (см. рис. 14). Перепад уровней между верховьями каньона и смежными участками для

рассмотренного случая 3 м высоты волны составит 48 см, что приведет к развитию местной циркуляции.

Оценка наклона среднего волнового уровня показывает (Матушевский, 1975), что наибольшее снижение уровня поверхности достигается вблизи точки разрушения волны и для характерного значения крутизны волны развитого ветрового волнения 0,04 составляет  $0,06 h_0$ , где  $h_0$  - высота волны на глубокой воде. Далее по направлению к урезу уровень повышается, и вблизи уреза повышение уровня относительно спокойной поверхности воды составляет около  $0,2h_0$ . Приведенная величина характерна для регулярных монохроматических волн. Для реальных трехмерных ветровых волн сходных параметров на тех же глубинах средний уровень отклоняется от спокойной поверхности вдвое больше по сравнению с монохроматическими волнами. Физическое объяснение полученных различий состоит в том, что максимумом энергии в спектре обладают составляющие, длина которых в 2-3 раза превышает условную среднюю длину волны.

Устанавливается связь типов разрушения волн, интенсивности их отражения с денivelляциями уровня воды вблизи зоны разрушения и формированием поля скоростей в зоне заплеска (рис. 32).

#### Разрывные течения

Высокие волны обеспечивают большой нагон у берега по сравнению с низкими. В результате вблизи зоны разрушения волны возникают вдольбереговые градиенты среднего уровня и связанные с ними градиентные течения, направленные к районам низкого положения уровня. Поскольку к районам низкого стояния уровня приток возможен с двух сторон, происходит столкновение (конвергенция) градиентных течений, и это стимулирует возникновение разрывных течений, направленных в сторону моря.

Областью питания разрывных течений служат участки конвергенции вдольбереговых градиентных течений. Обнаруживается связь участков расположения разрывных течений с рельефом дна. Оси разрывных течений следуют понижениям морского дна. Наиболее ярко разрывные течения выражены при нормальном подходе лучей волн к берегу. Обычно морфологически четко выражено "горло" разрывного течения, представляющее собой место наибольшего сгущения линий тока и максимальных скоростей. Горло разрывного течения прорывает полосу разрушения волн. По мере движения в сторону моря течение ослабевает, образуя расширение в виде "головы" разрывного течения. Морфологические элементы разрывного течения четко фиксируются на аэрофотоснимках или визуально по облакам взвеси, которая выносятся из области мелководья.

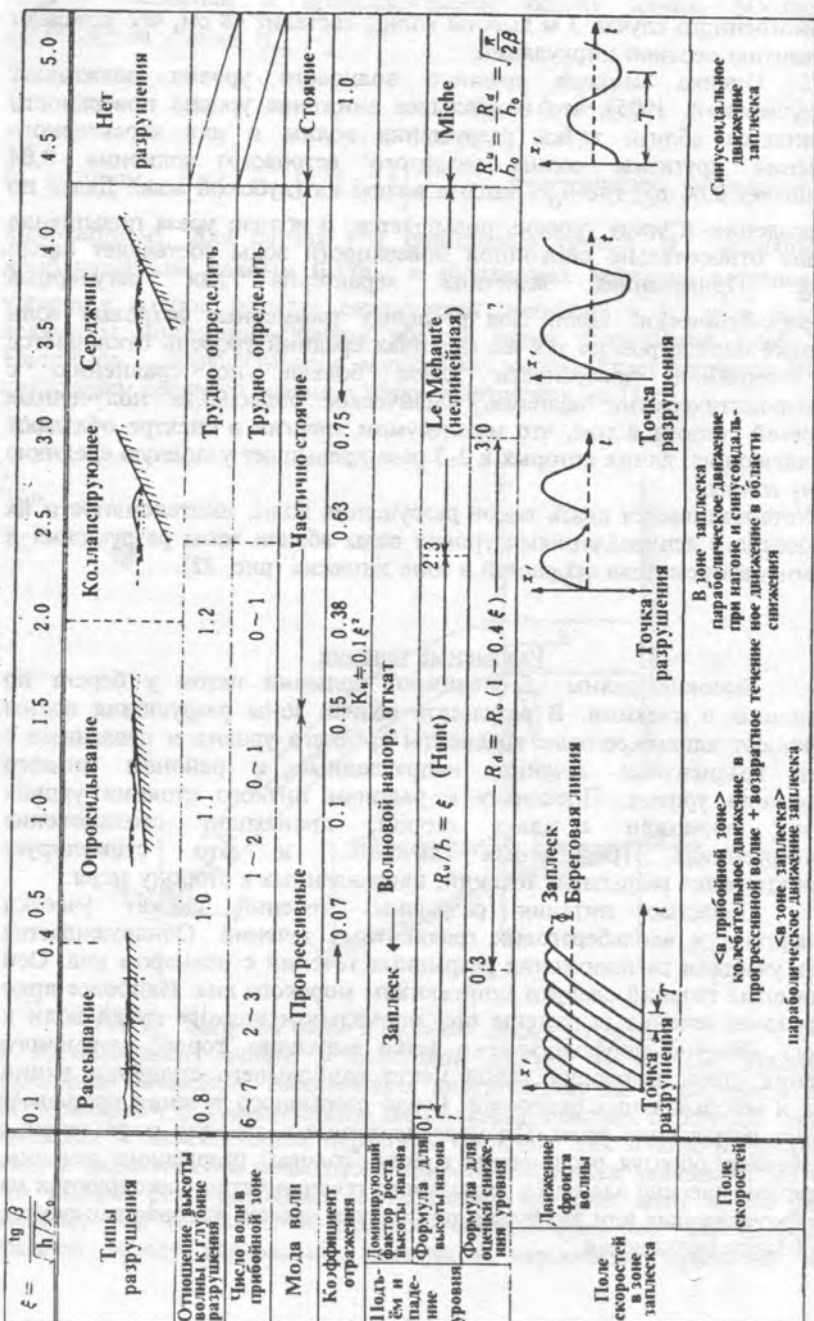


Рис. 32. Зависимость типов разрушения волн и деформирующей úrovни от уклонов и параметров исходных волн (Богикова, 1968).

Наиболее ярко разрывные течения оказываются выраженными при действии волн большого периода. Как известно, волны большого периода испытывают наиболее полную рефракцию и, следовательно, эти условия соответствуют возможно меньшему углу подхода волн к берегу.

Наиболее стремительные течения были неизменно связаны с действием высокого прилива. Записи скоростей разрывного течения указывают на значительные флуктуации скоростей. В спектре частот выделяется частота, соответствующая частоте подходящих волн, а также и частота, отвечающая подходу групп волн, соответствующая частоте так называемых приборных биений.

Часто разрывное течение захватывает всю толщу воды. Характерно, что максимум скорости смещен к придонному слою разрывного течения. Очевидна большая морфодинамическая роль разрывных течений, скорости которых достигают нескольких метров в секунду.

Во многих случаях отмечена плановая периодичность распределения разрывных течений. Иногда они характеризуются стационарным положением и, например, приурочены к верховьям подводных каньонов. В других случаях обнаружено медленное смещение всей циркуляционной системы вдоль берега.

В тех случаях, когда нельзя было связать периодическое плановое положение разрывных течений, образующих вместе с градиентными течениями ячейки прибрежной циркуляции, непосредственно с рельефом дна, появились попытки связать такую периодичность с действием длинных волн, распространяющихся вдоль берегов. Оси разрывных течений при этом приурочены к ложбинам длинных волн и их плановое смещение оказывается возможным объяснить медленным движением длинных волн вдоль берега.

#### Краевые волны

Краевые волны - вдольбереговые периодические резонансно захваченные движения над ровным подводным береговым склоном. В качестве свободных мод вод над континентальным шельфом берега могут захватывать энергию волн с последующим экспоненциальным затуханием ее в сторону моря и могут существовать как стоячие волны или как волны, движущиеся вверх и вниз по подводному береговому склону. Большим числом исследований установлено, что краевые волны существуют на континентальных шельфах и в заливах, перехватываются мелководьями островов.

Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что краевые волны могут иметь различные размеры от десятков сантиметров до тысяч километров (Guza, Inman, 1975) и представляют собой фактор, контролирующий подъем уровня на многих реальных пляжах. Лабораторные исследования выявили, что перехваченные субгармонические краевые волны могут удваивать у береговой линии амплитуду подходящих волн. Краевые волны формировались волнами, подходящими с глубокой воды, а также

перемещающимися атмосферными барическими образованиями. Позднее теоретически была показана возможность передачи энергии от краевых волн к другим краевым волнам путем нелинейных взаимодействий. Это показывает, что значительная волновая энергия может быть передана модам краевых волн с частотами и волновыми числами, не относящимися непосредственно к частотам и волновым числам подходящих волн.

Взаимодействие поверхностных волн, движущихся к пляжу, с краевыми волнами генерируют чередующиеся зоны высоких и низких волн, которыми определяется положение разрывных течений (рис. 33). Это ведет к появлению горизонтальных вихрей или ячеек, названных

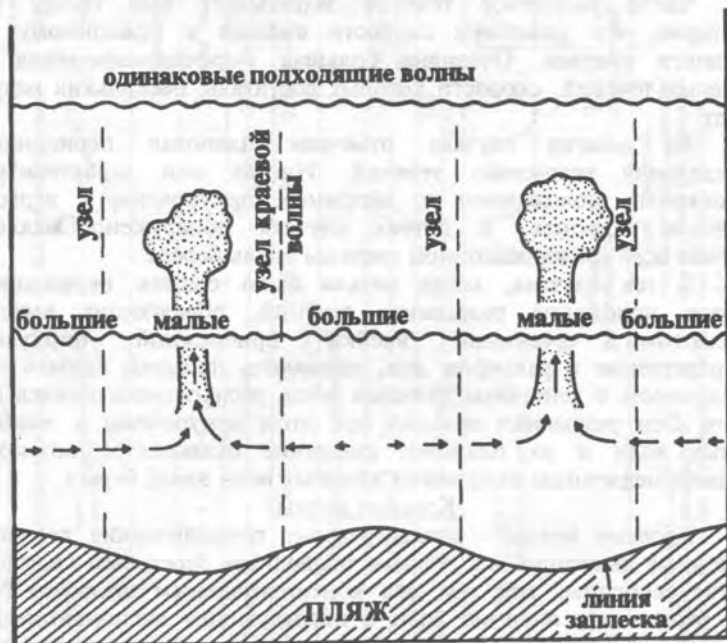


Рис. 33. Взаимодействие ветровых волн с краевыми волнами и возникновение циркуляционных систем.

ячейками прибрежной циркуляции. Расстояние между разрывными течениями, определяющее вдольбереговой размер таких систем, соответствует длине краевой волны. Длина краевой волны в виде, поддающемся решению на мелководье (Guza, Inman, 1975)

$$L_e = \frac{g}{2\pi} T_e^2 (2n + 1) \operatorname{tg} \beta, \quad (6.8)$$

где  $T_e$  - период краевой волны,  $\text{tg}\beta$  - уклон пляжа,  $n$  - целое число, соответствующее моде (гармонике) краевой волны. Профили поверхности моря для мод  $n=0,1,2$  и  $3$ , которые даны на рис. 34 как функции безразмерного нормального к берегу расстояния  $\chi = \sigma x / \text{gtg}\beta$ , где  $\sigma = 2\pi/\tau$  - радианная (круговая) частота. Как можно заметить из рис. 37, профиль волны, подходящей с глубокой воды по нормали к берегу, полностью отраженной от берега, очень сходен с высшей модой краевых волн для расстояния до  $\chi = 15$  условных единиц прибрежья.

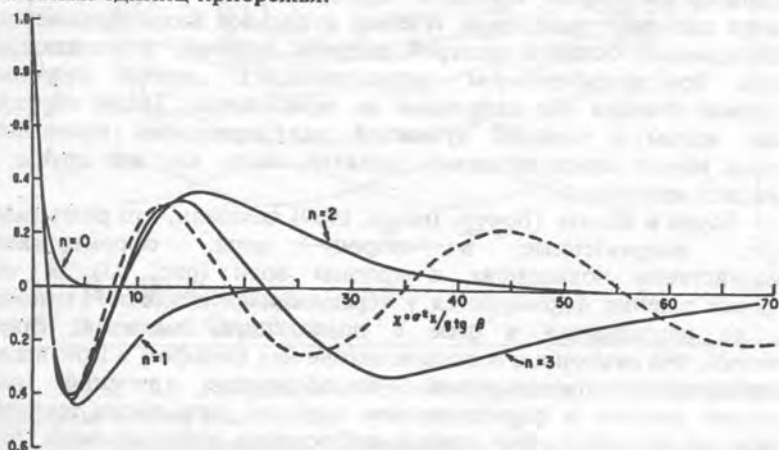


Рис. 34. Профили амплитуд краевых волн для мод  $n=0, 1, 2, 3$  по нормали к берегу (сплошные линии) в сравнении с профилем отраженных волн (пунктир) в зависимости от безразмерного расстояния по нормали к берегу  $\chi = \sigma^2 x / \text{gtg}\beta$  (Guza, Inman, 1975)

Следует заметить, что в природных условиях наиболее благоприятные условия для возникновения краевых волн существуют на сравнительно крутых пляжах, где создаются условия для отражения волн (на так называемых "рефлективных" пляжах). Возбуждение краевых волн связано с явлением нелинейного резонанса и возможно в условиях значительного отражения подходящих волн от пляжа, когда образуются стоячие волны. Нелинейное взаимодействие падающей и отраженной волн приводит к росту краевой волны.

Стоячие краевые волны предпочтительно захватываются между вертикальными преградами с вдольбереговым протяжением, которое представляется целым числом половин длин волн (Bowen, Inman, 1971; Guza, Inman, 1975). Перехват осуществляется препятствиями на участках пучностей волн, поскольку здесь существуют граничные условия для полного отражения. Это означает, что вдольбереговая скорость исчезает, а поперечная к линии берега скорость и имеющая

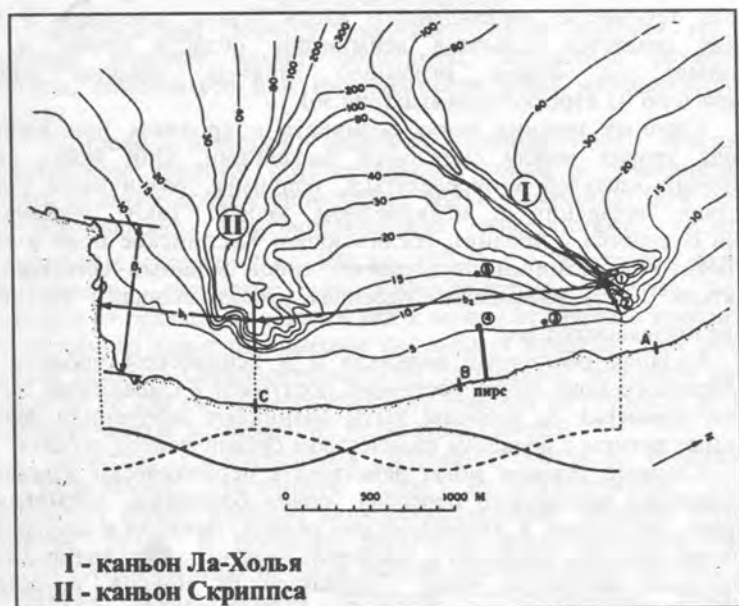
максимум в пучности волны сохраняется, и амплитуда волны максимальна. Тем же способом возвышенности дна вдоль длинного прямолинейного пляжа предпочтительно перехватывают моды краевых волн с периодами, которые соответствуют целому числу полудлин волн между возвышенностями.

Полевые исследования указывают, что подводные каньоны, врезанные в относительно плоскую поверхность шельфов, обладают в значительной мере тем же влиянием, что и возвышенности в возможностях перехвата краевых волн в области пучностей над подводными каньонами. Соседство крутых бортов и глубокой воды каньонов вызывают разделение течений и сильное вихреобразование, сопровождаемые большой потерей энергии течений, пересекающих каньоны во вдольбереговом направлении. С другой стороны, поперечные течения над каньонами не ослабляются. Таким образом краевые волны с точками пучностей над верховьями подводных каньонов имеют консервативный характер, тогда как все другие - высоко диссипативный.

Боуэн и Инман (Bowen, Inman, 1969) показали, что разрывные течения, направленные в сторону моря, сформированы взаимодействием подходящих и краевых волн (рис. 33), и что разрывные течения формируются у чередующихся пучностей краевых волн, не находящихся в фазе с подходящими волнами. Ранее отмечалось, что различия в волновом нагоне над шельфом и каньонами сопровождаются конвергенцией вдольбереговых течений над верховьями каньона и формированием сильного разрывного течения, направленного в море. Уже первые наблюдения зафиксировали, что пульсация разрывных течений происходит с частотой групп высоких волн (Shepard, Inman, 1950), то есть с частотой прибойных биений. Таким образом прибрежная циркуляция, индуцированная наличием верховьев подводных каньонов, похожа на орбитальные движения стоячих волн (Inman et al., 1976) с пучностями над подводными каньонами и частотой, равной частоте прибойных биений подходящих волн (рис. 35).

Ситуация, показанная на рис. 35, основана на визуальных наблюдениях частоты максимального заплеска в точках А и С в верховьях каньонов Скриппс и Ла-Холья - весьма заметного признака захваченных краевых волн. Визуальные наблюдения подъема уровня во время нескольких сильных штормов указывают на период 70-80 с у верховьев обоих каньонов с явной нулевой фазой между верховьями каньонов. Точки узлов и пучностей краевых волн были сопоставлены с периодами в диапазоне от 70 до 188 с, которые были измерены в точках 1, А, В и С.

Если предположить, что расстояния между верховьями каньонов равны одной вдольбереговой длине  $L_c$  захваченной краевой волны, то можно вычислить период  $T_c$  как функцию поперечной моды числа  $n$  из



*Рис. 35. Распределение стоячих краевых волн на побережье Калифорнии (Inman et al., 1976).*

линейного дисперсионного соотношения для краевой волны на мелководье.

Две группы краевых длиннопериодных волн нулевой моды были установлены в течение всех штормов, охваченных наблюдениями. Наиболее длинная из двух волн имела вдольбереговую длину 4200 м и одну полудлину волны, захваченной между верховьями каньонов. Подъем уровня этой краевой волны с периодом 270-290 с имеет относительную фазу  $\pi$  между верховьями каньонов и максимумом амплитуды и поперечной скорости в обоих верховьях. Короткопериодная группа волн характеризуется измеренными периодами 156-177 с. Это наибольший период нулевой моды краевых волн, захваченных между верховьями каньонов на рис. 35. Подъем уровня в обоих верховьях каньонов находится в фазе для этой моды и для высших мод с той же самой длиной волны.

#### Сточные течения

Наиболее часто встречающаяся область развития сточных течений - устьевая область реки, где локальный приток вод создает градиент уровня. В соответствии с уклоном водной поверхности происходит растекание пресных вод в сторону моря с постепенным затуханием скоростей. Отсутствие вдольбереговых течений сопровождается осесимметричным распределением скоростей сточного течения. Однако наиболее частым случаем является взаимодействие

сточного течения с направленным вдоль берега течением. В этих условиях создается плановая асимметрия области стока, и она напоминает по форме огромную запятую, обычно хорошо фиксируемую на аэрофотоснимках (рис. 36).

Сточные течения могут возникать в проливах при наличии перепада уровня между смежными бассейнами. Они могут иметь постоянный характер и определяться, например, различиями уровня вследствие испарения в мелководном заливе. Такие уникальные условия создаются в проливе, соединяющем Каспийское море и залив Кара-Богаз-Гол, который представляет собой мощный естественный испаритель. Из-за возникшего перепада уровня скорости течения в проливе превышают  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ .

Сходная обстановка возникла и в Геническом проливе, где воды Азовского моря почти постоянно поступают в Сивашскую лагуну. В обоих примерах со стороны лагун возникают внутренние дельты, сложенные песком с большим количеством органического детрита.

Сточные течения могут действовать периодически вследствие возникновения временного перепада уровня бассейнов, соединенных проливом. Так шторм в Атлантическом океане, приводя к локальному повышению уровня, приводит к значительному переносу вод вместе со взвешенными наносами через Гибралтарский пролив в сторону Средиземного моря, что отчетливо видно на космическом снимке.

*Рис. 36. Область развития сточного течения на приустьевом взморье р. Кодори (Чёрное море)*

Вследствие шторма в Кадисском заливе поверхностные воды оказались сильно насыщенными взвесью и в условиях перепада уровня началось их движение в Средиземное море. На входе в Гибралтарский пролив, волны, отражающиеся от обоих берегов, образуют сложную дифракционную решетку. Факел мутных атлантических вод обнаруживает тенденцию к повороту вправо от динамической оси потока, что по-видимому связано с действием силы Кориолиса.



### Плотностные течения

Плотностные течения возникают из-за наличия градиента плотности, которые может возникнуть вследствие различий в солености, температуре или насыщенности воды мелкодисперсными взвесями.

Широко известно действие плотностного течения в Гибралтарском проливе, обусловленного стоком в придонном слое плотных соленых средиземноморских вод в Атлантику. Эти течения, как установлено многочисленными измерениями, достигают максимальных скоростей от 100 до 300 см·с<sup>-1</sup>. Благодаря действию этого течения скалистое дно Гибралтарского пролива остается свободным от осадков в то время как к западу от пролива простирается язык песчаного дна с отдельными песчаными волнами. Как результат переноса осадков Средиземноморским глубинным течением даже на расстоянии до 250 км от Гибралтарского пролива на глубинах до 1200 м происходят частые повреждения подводных кабелей.

Действие суспензионных (мутевых) потоков, возникающих при насыщении придонного слоя мелкодисперсной взвесью, представляет собой мощный рельефообразующий процесс (Леонтьев, Сафьянов, 1973). В пределах береговой зоны наиболее типично действие суспензионных потоков низкой концентрации. Однако в ряде наблюдений зафиксированы скорости суспензионных течений в десятки сантиметров в секунду и даже достигающие первых метров в секунду.

### Ветровые течения

Ветровые течения формируются касательным напряжением ветра о водную поверхность. Они обуславливаются турбулентной вязкостью при взаимодействии поля ветра с поверхностью воды. Установившийся режим ветрового течения должен наступать при диссипации такого количества энергии в слое трения у дна и в самой водной толще, которое передается ветром водной поверхности. В условиях постепенно убывающих глубин в береговой зоне создается нагон, а градиент уровня обуславливает обратное по направлению оттоковое градиентное течение. При этом ветровое течение располагается в поверхностном слое, а отток - в придонном.

Вдольбереговая составляющая ветрового течения не связана с оттоком, поэтому ее скорость будет возрастать до тех пор, пока энергия, передаваемая ветром воде, не уравнивается потерями энергии на турбулентное трение в толще воды и в слое трения у дна. Основной расход энергии происходит в слое трения у дна.

Скорость ветрового течения зависит от глубины, поскольку ею определяется процесс передачи энергии ветра от поверхности ко дну и условия диссипации энергии в придонном слое. Скорости ветровых течений максимальны на морской границе береговой зоны и минимальны на урзе.

Скорость ветрового (дрейфового) течения, меняясь во времени, отражает скоростную структуру поля ветра. Однако поскольку время

накопления энергии водной массой при турбулентном трении - процесс продолжительный, на скорость дрейфового течения могут влиять лишь длиннопериодные пульсации ветра.

Ветровое течение в однородном море в общей случае состоит из трех слоев, показанных на рис. 37.

Рис. 37. Элементарное ветровое течение Экмана (Дитрих, 1962):

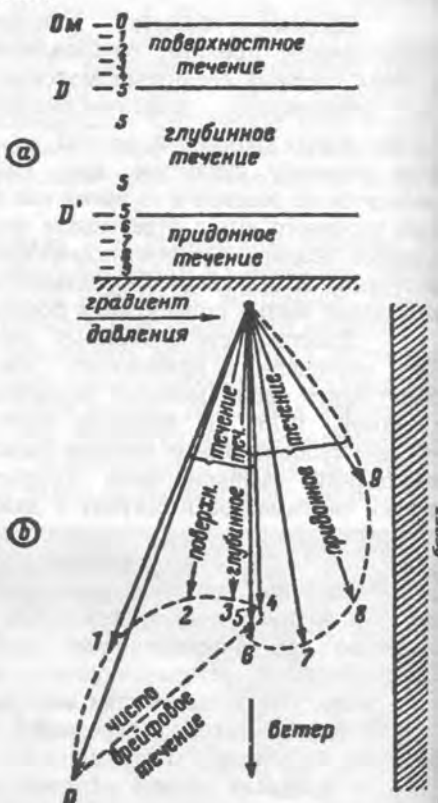
1) глубинное течение, определяемое градиентом давления, и направленное, следовательно, по ветру;

2) поверхностное течение, которое накладывается на глубинное и отклоняется в северном полушарии под влиянием силы Кориолиса вправо от дрейфового течения;

3) придонное течение, в котором сказывается влияние трения о дно, и отклоняющееся влево от чисто дрейфового течения.

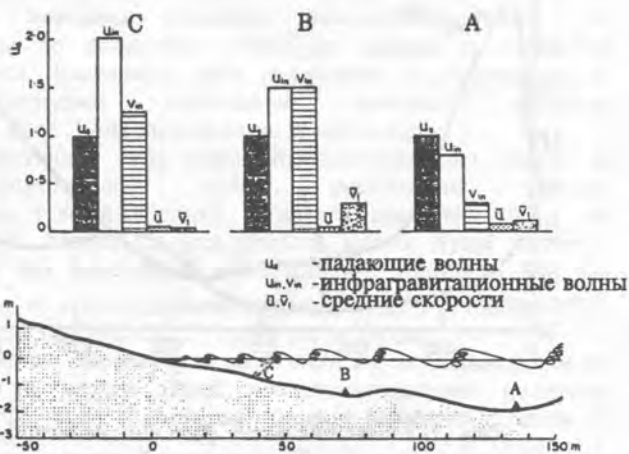
Таким образом для ветра, направленного параллельно берегу, вода, которая относится от берега поверхностным течением, должна быть замещена водой, приносимой придонным течением. Поднимающаяся глубинная вода, обогащенная кислородом и питательными веществами, достигает частично поверхности. В конечном итоге подъем придонных вод (апвеллинг) сопровождается столь грандиозным расцветом жизни, что это ведет к огромному поступлению биогенных веществ на дно береговой зоны, а потребление кислорода на окисление колоссального объема органической продукции приводит к появлению регулярных замороз и сероводородному заражению, что находит отражение в свойствах формирующихся здесь донных осадков.

Существование длинных волн в береговой зоне известно сравнительно давно, но их приоритетная роль в морфо- и литодинамике не является общепризнанной. Причины такой заторможенности восприятия нового фактора в развитии берегов состоит по-видимому, во-первых, в недостаточности эксперименталь-



ного материала, полученного прежде всего в природных условиях, а вторых, и в ограниченности чисто визуальных, а потому и подлинно очевидных возможностей наблюдения инфрагравитационных волн. Однако положение резко изменилось в последние годы, когда фактический материал по этой проблеме буквально хлынул с берегов всех континентов. Целенаправленное изучение роли инфрагравитационных волн в динамике береговой зоны привело к выводу, что именно они формируют основные крупные черты как надводного, так и подводного аккумулятивного рельефа (Bowen, Inman, 1971; Guza, Bowen, 1975; Huntley, 1976; Chappel, Wright, 1978; Bowen, 1980; Ещенко, Шипилова, 1994; Шипилова, 1994; Ещенко и др., 1995). Так измерения за 10-дневный период позволили оценить средний вклад инфрагравитационных волн для вдольбереговых компонент течений от 14 до 72%, а для поперечных - от 7 до 82% (Howd et al., 1991). Солидный вклад в разработку этой проблемы внесен австралийскими исследователями. Экспериментальные исследования на отмелях песчаных пляжах указывают на заметное преобладание скоростей течений, обусловленных действием инфрагравитационных волн, над действием обычных падающих волн как для продольных, так и для поперечных составляющих течений (рис. 38).

Рис. 38. Процесс распределения энергии течений во внутренних 150 м диссипативной прибойной зоны шириной 500 м с высокой энергией (Short, Wright, 1989). Графики вверху: относительные значения скоростей по отношению к значительной скорости падающих волн



$U_s$ . Другие обозначения: значения скоростей для поперечных и продольных течений на инфрагравитационных частотах ( $U_{in}$ ,  $V_{in}$ );  $U$ ,  $V$  - итоговые поперечные и вдольбереговые циркуляции скорости по отношению к  $U_s$ .

Экспериментальные исследования на отмелях берегах Каспийского моря, проведенные в широком диапазоне волновых условий (Шипилова, 1994), позволили проследить эволюцию энергетического спектра (рис. 39). На рис. 39 приведены две спектральные функции, обработанные таким образом, чтобы низкочастотная часть спектра и спектра "видимых" волн имели одинаковую достоверность. Первая кривая графика отражает условия при слабых ветрах, вторая - условия штормового волнения при скоростях ветра 12 м/с. Как видно, основные различия этих кривых находятся в низкочастотной части. При шторме в низкочастотном участке спектра резко возрастает энергия, соответствуя периодам в несколько минут. Этот энергетический всплеск заметно превосходит значения спектральной плотности в диапазоне "видимых" волн. Низкочастотные возмущения хорошо укладываются в рамки теории краевых волн, а расчет по дисперсионному отношению дает для основной моды низкочастотных колебаний длину волны, равную 467 м.

Рассчитанные по этой же формуле низкочастотные моды краевых волн имеют длины, равные нескольким километрам. Именно этот масштаб характерен для большинства аккумулятивных форм Северо-Каспийского района (песчаные банки и сам о. Тюлений).

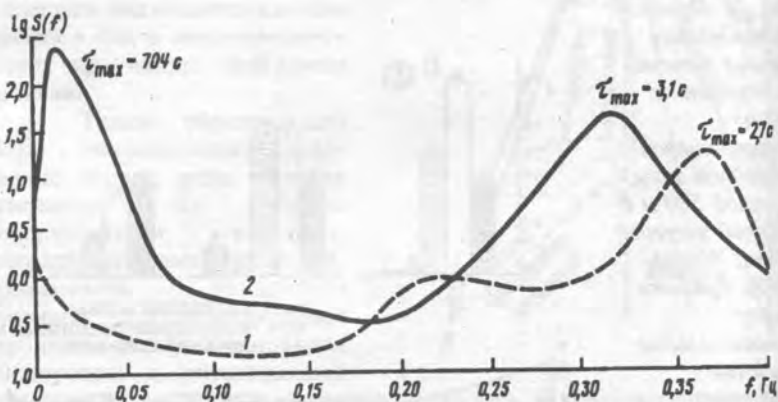


Рис. 39. Спектральные функции волнений, полученных по 2,5-часовой реализации: 1 - энергетический спектр при слабых и умеренных волнениях, 2 - энергетический спектр при штормовых ветрах,  $\tau_m$  - период максимума спектральной плотности (Шипилова, 1994)

Таким образом определена зависимость между низкочастотными волнами и формами подводного аккумулятивного рельефа.

## 7. ПРИЛИВЫ

Приливы представляют собой длинные волны, вызываемые приливообразующими силами Луны и Солнца. Приливные волны не обладают большими высотами в открытом океане и не превышают обычно 50 см, однако при подходе к берегу они испытывают значительную трансформацию и их высота может превысить 10 м.

Очевидные изменения высоты уровня, которые фиксируются на приливном берегу, представляет собой моменты прохождения гребня приливной волны (прилив) или ее ложбины (отлив).

Наивысшее стояние уровня во время прилива называется полной водой, наинизшее - малой водой.

Еще в древности было известно о связи приливных колебаний уровня с положением Луны, но только И.Ньютон в XVII веке объяснил эту зависимость, сформулировав закон всемирного тяготения. Ньютон создал статическую теорию приливов.

Благодаря наличию собственных движений в пространстве и взаимному притяжению Земля и Луна не падают друг на друга, а вращаются вокруг общего центра тяжести. Ввиду значительного различия масс, общий центр тяжести системы Земля-Луна находится внутри Земли на расстоянии  $3/4$  длины ее радиуса от центра.

Хотя расстояние от Земли до Луны велико, однако угол, образованный прямыми, соединяющими центр Луны с двумя противоположными концами диаметра Земли, составляет  $2^\circ$ . Расстояние от Луны до различных точек на земной поверхности существенно различается. Благодаря этим различиям в расстояниях и направлениях, возникают приливные явления, которые приливообразующая сила Луны вызывает на земном шаре.

Приливообразующая сила прямо пропорциональна массам и обратно пропорциональна кубу расстояния между взаимодействующими телами. Солнце вызывает приливы таким же образом, как и Луна. Масса Солнца больше массы Луны почти в 27100000 раз, а так как расстояние от Земли до Солнца в 389 раз больше, чем до Луны, то его приливообразующая сила в  $27100000/389^3$ , или в 0,46 раза меньше приливообразующей силы Луны.

Так как приливы зависимы от движения Луны больше, чем от движения Солнца, то между двумя последовательными полными водами проходит не 12 часов, а несколько больше (обычно 12 часов 25 минут).

Во время новолуния и полнолуния, когда Луна и Солнце находятся относительно Земли на одной линии, их приливообразующие силы суммируются и вызывают наибольшие, так называемые сизигийные приливы, повторяющиеся два раза в месяц (рис. 40). Но самые большие приливы наступают все же через 1-2 дня после новолуния или полнолуния. Это отставание наибольшего прилива называют возрастом прилива. В некоторых местах оно достигает даже 4-6 суток.

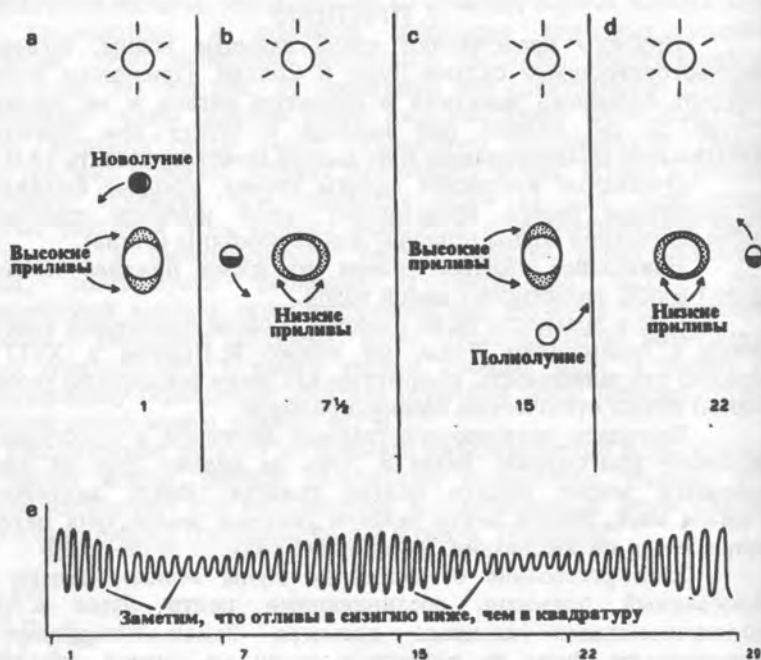


Рис. 40. Схема взаимодействия приливообразующих сил Луны и Солнца.

Когда Луна и Солнце находятся в двух взаимно перпендикулярных плоскостях, полная вода лунного прилива совпадает с малой водой солнечного прилива, и наоборот. В эти периоды наблюдается наименьшая амплитуда приливов и такие приливы называются квадратурными. Приливообразующие силы Солнца составляют 0,46 сил Луны. Если принять приливообразующую силу Луны за 1, то отношение высоты сизигийных приливов к величине квадратурных

окажется равным  $\frac{1 + 0,46}{1 - 0,46} = 2,7$ , или приблизительно 8/3.

Приливообразующая сила Луны достигает наибольшей величины, когда Луна находится в перигее, то есть на ближайшем к Земле расстоянии. Лунный перигейный прилив почти на 40% больше апогейного, а величина солнечного перигейного прилива примерно на 10% больше апогейного солнечного прилива. Наибольшая величина прилива достигается при совпадении положения Солнца и Луны в сизигии и одновременно в перигее.

Склонение Луны (угол между плоскостью земного экватора и направлением на Луну) оказывает большое влияние на приливы, поскольку обуславливает суточное неравенство приливов. Величина суточного неравенства испытывает непрерывные изменения из-за

изменения склонения Луны с периодом в 27,3 суток и Солнца - с периодом 365,4 суток.

Плоскость земной орбиты наклонена к экватору на  $23^{\circ},5$ . Плоскость лунной орбиты наклонена относительно плоскости орбиты Земли на  $5^{\circ} 15'$ . Точка пересечения этих плоскостей перемещается по орбите, завершая полный оборот за 18,6 года. Таким образом максимального наклона в  $23^{\circ},5$  лунная орбита достигает один раз за 18,6 года.

Приливы, имеющие примерно равную продолжительность периодов подъема и понижения уровня, происходящие дважды в сутки, называются правильными полусуточными приливами, приливы с различной длительностью фаз подъема и понижения уровня называются неправильными полусуточными приливами. В ряде районов океана наблюдаются суточные приливы, включающие одну полную и одну малую воду в сутки.

В зависимости от склонения Луны промежутки между полными и малыми водами могут быть неодинаковы. Одна полная вода вообще может не наступить. Тогда результирующий прилив практически полностью совпадает с суточным).

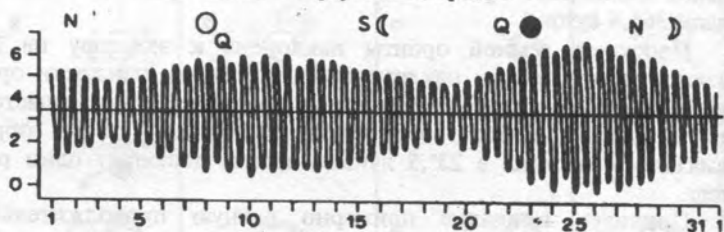
Реальное разнообразие приливных колебаний уровня, прослеживаемое для пунктов побережий, находящихся на разных широтах, иллюстрируется рис 41.

Приливные волны представляют собой длинные волны, скорость распространения которых определяется глубиной места. Кроме того на движение приливных волн значительное влияние оказывает контур береговой линии. Подобно методам исследования рефракции волн, для анализа движения приливных волн было предложено фиксировать положение гребней волн за последовательные интервалы времени. Изолинии, определяющие одновременное наступление полной воды, получили название котидальных линий (рис. 42).

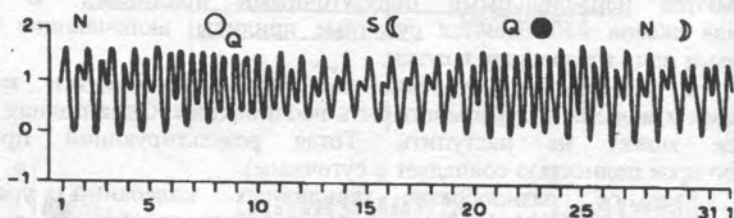
Различия уровней и времени наступления полной воды приводит к развитию системы приливных течений. На направление распространения приливных течений оказывает влияние вращение Земли. В северном полушарии они отклоняются вправо, а в южном - влево от динамической оси потока. Вследствие этого, в ходе прилива отклонение приливного течения в проливе Ла-Манш вправо приводит к тому, что уровень полных вод у французского побережья оказывается выше, чем у английского.

В морях, где вследствие достаточной их ширины могут формироваться поперечные течения, сила Кориолиса вызывает вращательное движение приливных волн. Вследствие такого вращения образуется область, где на протяжении приливного цикла уровень не меняется. Область приливного моря, где высота уровня никогда не меняется, называется амфидромической точкой. Три такие точки имеются в Северном море.

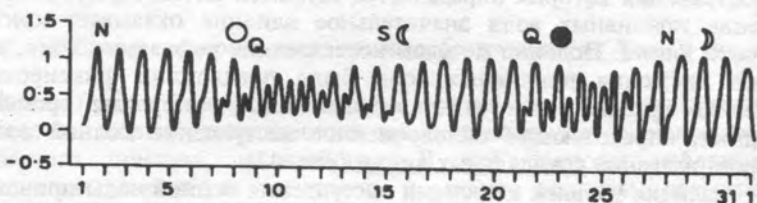
Иммингем: полусуточный прилив



Сан Франциско: смешанный, преимущественно полусуточный прилив



Манила: смешанный, преимущественно суточный прилив



До-Сон: суточный прилив

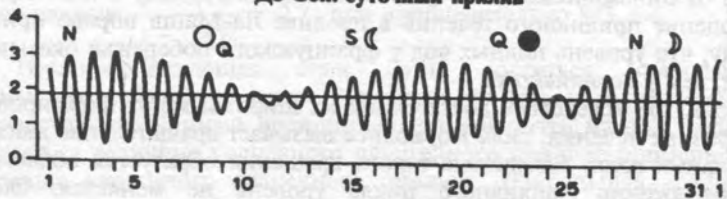


Рис. 41. Кривые приливных колебаний уровня для марта 1936г.



Рис. 42. Котидальная карта морей, окружающих Британию.

Скорости приливных течений в значительной мере определяются геоморфологическими условиями. Так при входе приливной волны в сужающийся длинный залив происходит последовательное нарастание высоты прилива. Именно в заливах приливы достигают максимальных значений. Так в заливе Фанди максимальная высота прилива достигает 18 м, в Бристольском заливе - 15 м, а в Гижигинской губе 13 м.

Следует заметить, что приливы во внутренних морях и заливах нередко приобретают характер стоячих колебаний. Их параметры определяются длиной и глубиной бассейна. В случае, когда приливная волна принимает форму стоячих колебаний, максимальные скорости течений наблюдаются при среднем уровне, а не в фазу гребня и ложбины, как это имеет место при распространении прогрессивной волны.

Скорости приливных течений в проливах могут быть определены по данным о высоте прилива, его периоде, площади поперечного сечения пролива и объеме вод, втекающих в бухту через пролив. Нередко такие скорости достигают нескольких метров в секунду. Так при высоте прилива 2 м, скорости течения у Шерстад-фиорда составляют 7,5 м/с, а измеренные рядом в сужении фиорда в так называемом Сальстраумене достигают 8 м/с.

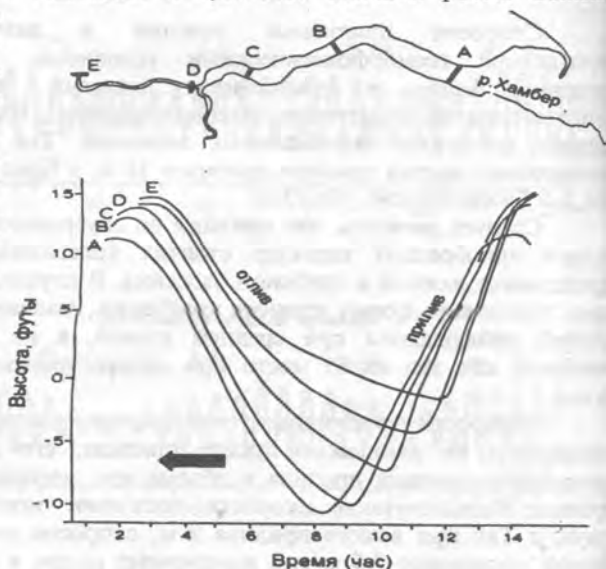
Важно обратить внимание, что трансформация приливной волны на мелководье сопровождается появлением асимметрии приливных скоростей. Асимметрия приливной волны может быть

получена и чисто формальным наложением на симметричную приливную волну более высокочастотных гармоник. На мелководной частоте колебаний еще более увеличивается. При большей частоте колебаний рост приливного уровня происходит быстрее, чем падение его. Соответственно, интервал между малой и полной водой оказывается короче, чем между полной и малой водами. Набегающая на берег приливная волна движется быстрее, чем уходящая, при условии, если сток с берега невелик.

Так измерения в эстуарии Хамбер (рис. 43) указывают, что если на входе в эстуарий (станция А) время прилива практически было равно времени отлива, то по мере движения волны происходила ее значительная трансформация и в его верхней части (станция Е) прилив действовал всего 2 часа, тогда как на отлив приходится 10 часов. Эта асимметрия времени сопровождается значительной асимметрией скоростей - скорости вверх по эстуарию значительно превышают скорости, направленные вниз.

Астрономическими методами и расчетами установлено (Манк Макдональд, 1964; Монин, 1977), что из-за приливного трения вращение Земли замедляется так, что продолжительность суток увеличивается на 0,0017 с за столетие. Независимо Дж.Уэлс (1963 г.) нашел способ оценки приливного замедления вращения Земли по обнаруженным им на срезах некоторых ископаемых кораллов микроскопическим годичным и суточным кольцам роста. Согласно данным по кораллам среднего девона с возрастом около 380 млн лет, цифра 400 дней для длительности девонского года означает, что продолжительность суток в ту эпоху составляла 21,7 часа, что неплохо согласуется с другими оценками.

Рис. 43. Кривые приливных колебаний уровня в эстуарии Хамбер, указывающие на рост асимметрии и уменьшение амплитуды прилива к верховьям эстуария (на станции Е всего 2 часа действует прилив, тогда как на отлив приходится 10 часов) (Pethick, 1986)



## ЧАСТЬ 2. ЛИТОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ

*При рассмотрении реальных природных процессов, протекающих на дне океана, сразу же встаёт вопрос о взаимодействии двух граничных сред, а не об одностороннем влиянии жёсткой границы на динамику жидкости. Такое взаимодействие исключает возможность проведения жёсткой физической границы между материалом дна и водной толщей...*

*В.В. Лонгинов*

*Каждая граничная поверхность составляет сердцевину взаимодействующей системы или её звена и в свою очередь может рассматриваться как система. Через границу и под влиянием её происходит деформация внешней и внутренней среды.*

*В.Л. Лебедев*

### 8. ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Механическое взаимодействие движущейся воды и донного материала между собой и с неподвижным дном - характерный признак береговой зоны. Однако признавая приоритет механического взаимодействия, даже для геоморфологических целей невозможно им ограничиться. Береговая зона занимает особое место в природе, поскольку именно здесь осуществляются не только наиболее интенсивные и сложные перемещения воды и твёрдого вещества, но и наиболее интенсивно взаимодействуют гидросфера, литосфера, атмосфера и биосфера. Здесь осуществляются также фазовые переходы: замерзание воды и растапливание льда, растворение солей и кристаллизация их из насыщенных растворов, растворение и выделение газов, фото- и хемосинтез, деструкция и минерализация органических веществ и т.п.

Даже на ранних стадиях изучения берегов геоморфологам не удавалось объяснить происхождение и развитие ряда форм рельефа лишь механическими перемещениями и назрела необходимость привлечения ряда других механизмов. Основным источником энергии для процесса перемещения вод и наносов береговой зоны, для разрушения коренных пород служит энергия ветровых волн и возбуждаемых ими разнообразных течений.

#### Гидрогенные процессы

Гидрогенные процессы играют важнейшую роль в движении наносов, преобразовании рельефа береговой зоны, а также и в других явлениях, например, в перемещении питательных веществ, от

источников их поступления для обитающих здесь организмов, для удаления продуктов метаболизма.

Среди гидрогенных процессов наибольшее значение придается поверхностному ветровому волнению. Быстрое затухание орбитальных скоростей с ростом глубины обуславливает максимальное воздействие придонных орбитальных скоростей на малые глубины в пределах береговой зоны. Рельеф береговой зоны, подвергаясь воздействию волнения, сам является существеннейшим фактором трансформации поля морских волн. Глубина - важнейшая физическая характеристика среды распространения волн, влияющая на скорость их движения. Рефракция волн, вызванная изменением глубин, сопровождается изменением их распространения таким образом, что фронты волн стремятся принять форму изобат. Уменьшение глубин приводит к неустойчивости волнового движения, что сопровождается разрушением волн и возникновением прибойного потока.

Волновой перенос жидкости сопровождается появлением нагона (повышения уровня) у береговой черты. Уровень вблизи уреза может расти только до определенного предела, а затем начнется компенсация его повышения за счет действия компенсационных противотечений. Обычно они распространяются в средней части водной толщи, но при определенных условиях могут захватывать на отдельных участках берега всю водную толщу. Геоморфологическая роль разрывных течений по выносу в сторону моря наносов может быть очень существенной.

Асимметрия волновых скоростей, возникающая вследствие переноса воды) сопровождается значительными литодинамическими последствиями. В частности, для относительно крупных частиц в береговой зоне существуют условия, определяющие их движение в сторону берега, тогда как для относительно мелких создаются условия для их движения в море. Движение частиц разной крупности в противоположных направлениях при действии волнения представляет собой наиболее специфическое явление литодинамики береговой зоны.

Компенсация переноса жидкости в сторону берега может осуществляться не только за счет ее стока в сторону моря, но и вдоль берега. В этом случае возникают вдольбереговые энергетические течения.

Приливы, наряду с ветровыми волнами, - мощный гидрогенный процесс, воздействующий на береговую зону.

Высоты приливов максимальны для умеренных широт и минимальны для высоких широт, уменьшение уровня приливов к экватору менее заметно. Высота приливов в гораздо большей степени зависима от контура и планового расчленения берега: наибольшей величины приливы достигают в воронкообразных сужающихся к верховьям заливах, например, в заливе Фанди она достигает 18 м, в заливе Шелихова - 13 м. Большими высотами характеризуется рост уровня в эстуариях, где приливы дополнительно взаимодействуют с речным стоком.

К числу наиболее важных в литодинамическом и геоморфологическом планах особенностей приливов отнесем асимметрию скоростей приливных течений, достигающую больших величин по сравнению с асимметрией ветровых волн (Сафьянов, 1978). Асимметрия приливных скоростей состоит в преобладании скоростей, направленных в сторону берега, что сопровождается переносом наносов в сторону берега. Следствием такого движения наносов является формирование в пределах приливных берегов обширных аккумулятивных форм рельефа - осушек, а при наличии растительности вблизи верхнего края осушек формируются марши. Сток приливных вод с поверхности осушек и маршей приводит к возникновению прихотливого эрозионного расчленения - формированию каналов стока - приливных желобов. Можно считать, до некоторой степени условно, осушки "пляжами", формируемыми приливными волнами (рис.44).



Рис. 44 Приливно-осушечная и маршевая вблизи эстуария р. Орд (Австралия). Высота сизигийных приливов здесь достигает 8 м.

Другой особенностью, присущей приливным течениям, является зависимость их направления от действия силы Кориолиса, которая совершенно не действует на ветровые волны. Вследствие действия силы Кориолиса происходит отклонение течений в северном полушарии вправо от их оси, а в южном влево от оси их действия. Сила Кориолиса - массовая сила, и автором (Сафьянов, 1988) показано, что даже на мелководьях при ее действии должно происходить большее отклонение частиц взвеси, чем частиц морской воды. Следствием такого эффекта служит возникновение аккумулятивных форм справа от оси приливных проливов для северного полушария и связанное с этим длительное пространственное смещение самих проливов.

### Гравитационные процессы

На основной части береговой зоны океана гравитационные процессы существенной роли не играют. Их проявлению препятствуют малые уклоны подводного берегового склона, находящиеся в основном диапазоне от 0,002 до 0,05. Кроме того, ускорение силы тяжести редуцировано под водой противодействием силы Архимеда. Наиболее ярко проявление гравитационных процессов можно наблюдать на крутых участках дна вблизи верховьев подводных каньонов или на участках локальной аккумуляции в условиях приглубого берега. Именно здесь зафиксирована возможность проявления оползней, в том числе имеющих значительные размеры (в особенности на приустьевых взморьях рек), а также осыпи галечного материала. В верховьях подводных каньонов наблюдались также медленные течения песка (крип), на участках крутых перегибов продольного профиля каньонов трансформирующиеся в пескопады - уникальное явление, не имеющее аналогов на суше. Интересно, что такое течение песка способно переносить более крупные обломки - валуны и глыбы, а также шлифовать скальные борта каньонов, на которых во многих случаях прослеживается уровень заполнения осадками.

На приустьевых взморьях рек в условиях массового поступления мелкозернистого материала установлена возможность действия суспензионных потоков. Они способны совершить определенную работу по перемещению мелкозернистого материала и в нижней части береговой зоны, в том числе за ее пределами.

Наиболее важной в практическом отношении областью действия гравитационных процессов является зона пляжа, где движение наносов отчасти осуществляется в субзарыльном режиме (при действии фронта заплеска), и, кроме того, существуют максимальные для береговой зоны уклоны, приближающиеся в пределе к углу естественного откоса сыпучих наносов.

### Флотация

Флотация (рис. 45) - плавание песчаного и даже гравийного материала на поверхности воды, которое может происходить при отсутствии турбулентности вод. Решающим условием для развертывания этого процесса является сухость наносов на поверхности пляжа и медленный подъем уровня.



*Рис. 45. Флотация гравийного материала с пляжа косы Эруля (залив Креста Берингова моря)*

Вмораживание пляжевых отложений в нижнюю часть формирующейся сезонной толщи льда часто приводит к последующему перераспределению обломочного материала плавающими льдами. Так, в эстуарии Св.Лаврентия ежегодно выносится льдом 1 млн т наносов всех фракций. Около 97% терригенного материала выносится в нижнюю часть эстуария или в океан (Dionpe, 1993). Крупнообломочный материал, попадая за счет таких процессов в нетипичную зону, может приводить к нарушению нормальной сортировки наносов (рис.46).

*Рис. 46. Крупнообломочный материал, смещенный льдами, на приливной осушке Тугурского залива (Охотское море).*



Мелководьям заливов, лагун и эстуариев свойственно широкое распространение водорослей и морских трав, осуществляющих фотосинтез. В ходе

фотосинтеза происходит выделение газа. Выделение газов осуществляется также и при бактериальной жизнедеятельности. Пузырьки газа могут увлекать со дна некоторое количество взвеси. Это явление может играть определенную роль в динамике донных осадков, а также в транспорте биогенных соединений.

#### Фазовые процессы

К числу наиболее типичных фазовых процессов береговой зоны следует отнести термическую абразию - размыв берегов, сложенных вечномерзлыми породами или льдом, происходящий при ведущей роли теплообмена, обусловленного термодинамическим действием прилива или волнения (рис.47).

Этот процесс распространен на более чем 11% длины побережий Мирового океана. Кроме того, айсбергами осуществляется известная работа по переплыванию дна на малых глубинах. Борозды глубиной до 9 м обнаружены в море Бофорта (рис. 48).



Рис. 47. Клиф в вечномёрзлых породах, формирующийся вследствие термодинамического действия волн и прибойного потока (о. Мостах, море Лаптевых).

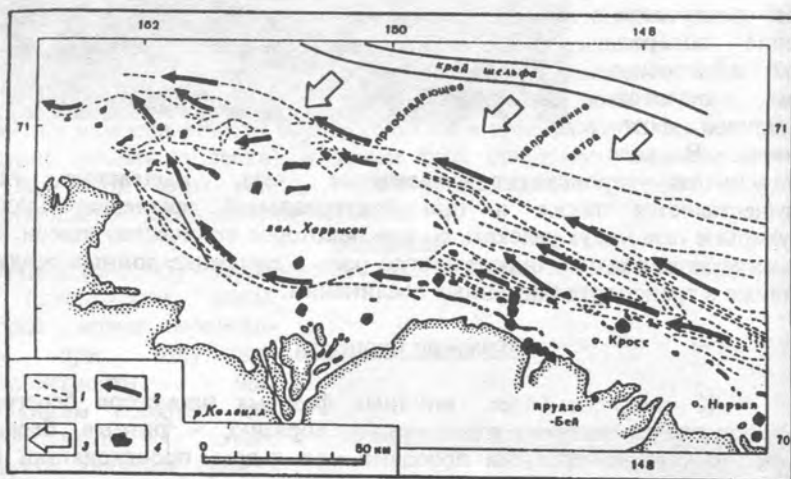


Рис. 48. Захват донных осадков при движении льда над мелководьем моря Бофорта (Reimnitz et al., 1978)  
 1 - линейная ориентировка ледовых полей; 2 - генеральное направление дрейфа льдов; 3 - направление ветра; 4 - главные мелководья

Они постоянно присутствуют на глубинах от 6 до 30 м. На некоторых глубинах по-видимому их рельефообразующее действие доминирует над действием волнения, которое ослаблено здесь длительным ледовым покровом. Весной сильные ветры, дующие на континент, могут приводить к движению льдов, которые подобно бульдозеру вспахивают поверхность пляжа, перемещая наносы к его верхней кромке. Вблизи м.Барроу на Аляске описаны валы ледового давления, превышающие 4,5 м. Наносы в этом случае могут перемещаться выше типичного профиля равновесия. Отдельные льдины, будучи выброшены волнением на пляж, впоследствии могут быть погребены наносами. После их вытаивания на поверхности пляжа могут возникать формы мезорельефа в виде воронок или западин.

#### Хемогенные процессы

Многие породы представлены растворимыми разновидностями. Среди них наиболее распространены известняковые породы. Процесс растворения пород в береговой зоне моря, происходящий при реализации энергии химического действия воды, называется химической абразией. Химическая абразия происходит со сравнительно небольшими скоростями, составляющими 0,5 - 5 мм год<sup>-1</sup>. Во многих случаях таких скоростей достаточно для возникновения форм химического выщелачивания.

Наряду с химической абразией, существует и химическая аккумуляция, связанная с выпадением разнообразных веществ из их насыщенных растворов. Такое отложение происходит прежде всего в условиях замкнутых и полужамкнутых водоемов аридной зоны. Человек давно использовал выпаривание лагунных рассолов для получения поваренной соли. В пляжевых отложениях аридной и даже умеренной зон нередко обнаруживаются сцементированные осадки бичрок (пляжевая скала). Цементация чаще всего обеспечивается выпадением из растворов карбоната кальция, хотя известны случаи цементации отложений и окислами железа. По-видимому, важную роль в этом процессе играет подтягивание рассолов морской воды к подогретой поверхности пляжевых отложений, вследствие чего происходит садка карбонатных солей как наименее растворимых. Некоторые исследователи важную роль в этом процессе придают деятельности микроорганизмов.

В современных условиях на мелководьях Большой Багамской банки осуществляется интенсивная садка арагонита. Широко известны в отложениях мелководий экваториальной, тропической, аридной зон оолитов - хемогенных образований обычно известнякового состава. Скорость осадконакопления карбонатов на Багамской банке достигает 80 см за тысячу лет.

Важную роль играет аутигенное минералообразование в поровых водах осадков. К группе аутигенных минералов обычно

относят железо-марганцевые конкреции, глауконит, сульфиды, фосфоритовые конкреции.

Глобально значимую область химических процессов представляют собой устьевые взморья рек, где осуществляется массовое осаждение множества соединений, поступающих с обширных водосборов.

#### Эоловые процессы

Некоторая часть береговой зоны располагается выше уреза - это пространство надводной части пляжа. Эоловому переносу подвержены, в основном, песчаные осадки, характерные для большинства пляжей. Имея ввиду распространение побережий аллювиальных равнин, а также равнин флювиогляциальной, озерной и аллювиально-морской аккумуляции, в пределах которых могли возникнуть пляжи, примерно на 200 тысяч км, получаем, что площадь возможного развития эоловых процессов составляет не менее 4 тысяч км<sup>2</sup>.

Термические контрасты суши и океана приводят к развитию у береговой черты постоянных ветров, способных переносить песчаный материал. Особенно характерен такой процесс для аридных районов, характеризующихся высокой сухостью воздуха. При возрастании влажности песков от 0,1 до 1% сдвигающая скорость растет от 34 до 52 см с<sup>-1</sup>, а при влажности песков в 3% она достигает 60 см с<sup>-1</sup>.

Эоловые формы рельефа широко распространены на многих побережьях. Широко известны массивы дюн, берущих начало на некоторых участках побережий Перу, Бразилии, Израиля, Мексики, Мадагаскара.

#### Биогенные процессы

Береговая зона - это область наибольшей концентрации и разнообразия жизни в океане. Многие процессы и трансформации веществ происходят в береговой зоне при участии живых организмов, велико и значение остатков отмерших организмов. В ряде случаев берега морей на значительных пространствах слагаются колониями живых организмов или представляют собой сплошные многосоткилометровые заросли мангровых деревьев, поля водорослей. Функции живых организмов в береговой зоне океана разнообразны и огромны по своей значимости.

Ряд организмов разрушает и разрыхляет горные породы (это прежде всего моллюски-камнеточцы, но среди "разрушителей" имеются и представители нектона, многочисленны также микроорганизмы - литофаги).

Множество организмов фильтруют воду, освобождая ее от взвеси. Объем фильтрации сопоставим с объемом приливных призм крупных прибрежных водоемов.

Таким образом, эти организмы осуществляют концентрационную функцию. Воды деятельного слоя океана (0-200 м) отфильтровываются живым веществом океана 10-15 раз за год.

Ряд организмов, живущих в толще грунтов, непрерывно перерабатывают осадки, пропуская их через пищеварительный тракт, размалывая их, обогащая продуктами жизнедеятельности. Только лишь один из видов пескожилов на площади около 8 млн км<sup>2</sup> на литорали вблизи устья р.Фрейзер перерабатывает за год около 1 млн м<sup>3</sup> осадков, то есть 1/20 полной величины стока наносов крупной реки.

Лишь один моллюск иолядия, который составляет менее 10% донной фауны, способен переработать донных осадков больше, чем их отлагается на огромных пространных зал.Бузардс и прол.Лонг-Айленд.

Многие тысячи километров вдоль берегов охватывают заросли водорослей, морских трав, мангровых деревьев (рис.49).

Занимая миллионы квадратных километров океанического дна, они производят огромное количество осадочного материала и трансформируют работу литодинамических процессов.

Биогенная продукция коралловых рифов обеспечивает существование в открытом океане больших массивов суши, будучи единственным источником материала для их построения.

Расчеты указывают (Лисицын,1983), что среднее содержание только карбоната кальция для современных осадков океана равно 34%, а для кернов бурения - даже 43%. Если суммировать вклад CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Сорг в современное осадконакопление в океане, то он оказывается равным 41%, а, учитывая неполноту извлечения аморфного кремнезема при анализе, примерно 50%. Вблизи берегов сосредоточена основная часть продукции живого вещества. Поэтому роль биогенных процессов в современном осадконакоплении в пределах береговой зоны, вероятно, не менее 70-80%.

"Геохимия океана есть биогеохимия", - отмечает А.П.Лисицын, и это замечание в гораздо большей степени может быть отнесено к береговой зоне океана.

*Рис.49. Заросли гибнущей мангровой растительности в лагуне Гуанабана (Куба)*



## Антропогенные процессы

Воздействие хозяйственной деятельности человека на природу береговой зоны океана столь многообразно и впечатляюще, что возникают обоснованные опасения относительно ее истощения и деградации.

Это воздействие проявляется путем непосредственного инженерного вмешательства в береговую зону, приводящего к нарушениям естественного перемещения наносов и изменению рельефа, а также путем добычи полезных ископаемых, прежде всего песка, гравия, известняка, россыпей тяжелых минералов.

Воздействие осуществляется и косвенным образом через влияние на баланс наносов береговой зоны - гидротехническое строительство на реках, мелиорация приводят к уменьшению притока наносов на берега. К тому же результату ведут и разнообразные загрязнения береговой зоны океана. Сказываясь на продуктивности организмов в береговой зоне, загрязнение сопровождается дефицитом баланса наносов и разрывом в особенности там, где биогенная продукция наносов значительна.

Например, строительство плотины на р. Колорадо привело к уменьшению жидкого стока примерно в 2 раза, тогда как сток наносов уменьшился в 10 раз. С другой стороны, сведение лесов и изменение системы землепользования в бассейне реки, служащей источником наносов, могут привести к резкому увеличению притока мелкозернистых наносов на берега.

Большое место в воздействии на берега занимает искусственное питание берегов с помощью отсыпок пляжеобразующего материала.

Таким образом, в пределах береговой зоны действуют следующие литодинамические процессы: гидрогенные, гравитационные, эоловые, флотационные, хемогенные, биогенные, фазовые, антропогенные. Нигде на поверхности нашей планеты нет такого сложного комплекса процессов переноса и превращений веществ. Некоторые из этих процессов специфичны для береговой зоны, другие - не составляют ее специфики. Однако комплекс литодинамических процессов береговой зоны уникален для поверхности Земли.

Существенно отметить, что большинство литодинамических процессов береговой зоны способно совершать работу по переносу вещества против действия силы тяжести. Для действия литодинамических процессов, исключая гравитационные, характерна зависимость от широтной зональности.

Именно в береговой зоне океана проявления широтной зональности имеют наиболее яркое выражение. Оно касается не только зональности распределения некоторых типов побережий, например, термоабразионных, фиордовых или коралловых, но и ярко выраженной зональности в действии основного гидрогенного процесса береговой зоны - волнения.

## 9. АБРАЗИЯ

Абразия - процесс разрушения берега и подводного берегового склона под воздействием волн и прилива. Геоморфологическим итогом этого процесса является возникновение абразионных форм рельефа прежде всего в верхней части береговой зоны (рис. 50).

*Рис. 50. Формы абразионной скульптуры гранитов в зоне действия прибойного потока (Охотское море)*

В ходе абразии осуществляются затраты энергии водной толщи на отрыв частиц от материнского субстрата горной породы. Следовательно сам процесс абразии и его скорости зависимы не только от свойств воды и параметров волн и прилива, но от свойств горной породы или составляющих ее минералов. В соответствии с характером воздействия волн и прилива на берега, различаются:

- 1) механическая абразия, сопровождающаяся рассеиванием кинетической энергии волнового или прибойного потока;
- 2) химическая абразия, сопровождающаяся

рассеиванием энергии химического действия водных масс в береговой зоне;

- 3) термическая абразия, при которой главную роль играют процессы теплообмена и рассеивания тепловой энергии водных масс в процессе разрушения берега.

Степень морфологического проявления перечисленных выше трех типов абразии определяется, в основном, гидродинамическим фактором (наряду с физико-химическими свойствами горных пород и водной массы).

Механическая абразия осуществляется во-первых, гидродинамическим воздействием движущейся воды. Наиболее ощутимо такое воздействие для рыхлых и непрочных связных пород. Для прочных пород оно значимо лишь при больших скоростях



движения воды, при этом очень важны текстурные особенности пород, прежде всего трещиноватость. По мнению некоторых исследователей (Божич и Джунковский, 1948), подтвержденному отчасти и лабораторным экспериментом, компрессия воздушного прослоя в трещинах и полостях пород является основной причиной разрушений, возникающих при ударе прибойного потока.

Другой разновидностью гидродинамического воздействия является кавитация. Разрушающее действие кавитации обусловлено высокими импульсными давлениями, воздействующими на поверхность твердого тела при появлении в жидкости полостей разрыва (кавитационных пузырьков). Для проявления кавитации необходимо достижение отрицательных значений давления, соответствующих объемной прочности воды, а она чрезвычайно велика. Расчеты для нормального атмосферного давления при 0° для начала кавитации дают скорость потока равную 14-16 м/с (Шайдеггер, 1964).

Значение кавитационных явлений по-видимому невелико, сравнительно с другой разновидностью механической абразии.

Механическая абразия проявляется, во-вторых, в разрушающем (абразивном) действии обломочного материала, перемещаемого в береговой зоне при волнении. Концентрация силового действия движущегося твердого тела (галки) на крайне ограниченную поверхность соприкосновения с плоскостью бенча, клифа или сооружением наиболее эффективна при разрушении коренных горных пород.

Размыв рыхлых пород (песчаных и галечных) берегов существенно отличается от абразии коренных связанных грунтов, поскольку в этом процессе энергия потока не расходуется на отрыв частиц, а лишь на их перемещение.

Наряду с механическим воздействием волн на береговую зону, морфологический облик абразивных берегов нередко определяется растворяющим действием воды или химической абразией.

Возможности образования специфических форм химической абразии определяются растворимостью горных пород и агрессивностью воды. На морфологическое проявление химической абразии значительное влияние оказывают общегеографические факторы (климатическая зональность и определяемые ею температура воды, поступление наносов и т.п.).

Формы химической абразии могут быть выражены лишь там, где скорость химического выщелачивания превышает скорость механической абразии. Если учесть, что абразивное действие обломочного материала является быстродействующим процессом на берегах, имеющих оптимальные запасы обломочного материала, то формы химической абразии сохраняются лишь там, где отсутствует ударное разрушающее действие обломочного материала. Общим критерием для определения соотношений между скоростями химического и механического разрушения берегов как раз и является степень выраженности форм химической абразии. Исключительно

четкая выраженность форм химического выщелачивания на известняковых берегах почти всех тропических морей свидетельствует о преобладании в этих районах процессов химического выщелачивания над процессами механического воздействия.

Термическая абразия характерна для берегов, сложенных мерзлыми породами или льдом. Определяющее значение для скорости термической абразии имеет различие температур мерзлой толщи и воды. При этом в пограничном слое тепловые запасы воды довольно быстро будут исчерпаны, и если не происходит достаточно быстрого их обновления, то термическая абразия становится невозможной. Значение общегеографических факторов для скорости процесса термической абразии связано, прежде всего, с тем, что запасы тепла в береговой зоне в значительной мере пополняются за счет теплового стока рек (Ионин, 1959).

Общие черты абразионного процесса, свойственные всем типам абразии, являются следствием единого механизма передачи энергии взволнованной воды породам, слагающим берег и подводный склон; прежде всего в виде прибойного потока. Общая причина появления абразионных форм отражается в их облике. Такое сходство различных по своей природе процессов, иной раз поразительно. Например, механическая абразия формирует волноприбойные ниши, химическая абразия - ниши выщелачивания, термическая абразия - термоабразионные ниши, - сходство которых несомненно.

#### О классификации горных пород по степени устойчивости к абразии

Всякая горная порода неоднородна по своей прочности. Колебания физико-механических характеристик у одной и той же породы могут изменяться от места к месту настолько значительно, что уже одно это лишает классификацию пород по устойчивости к абразии практического смысла.

Существующие классификации горных пород преследовали различные цели. Так, в основу классификации предложенной О.К.Леонтьевым (1961), положено общегеографическое описание берегов. В этой классификации горные породы по степени сопротивляемости абразии разделены на пять классов.

К первому классу относят большинство кристаллических пород и некоторые особо прочные метаморфические и осадочные породы. Абразия на таких берегах протекает крайне медленно.

Второй класс составляет большинство метаморфических сцементированных осадочных пород и эффузивных образований. Поступление наносов на берега вследствие абразии в этом случае ограничено.

Третий класс представлен слабо сцементированными осадочными породами глинистого состава и некоторыми карбонатными породами, характеризующимися слабой цементацией (мергели, глинистые и мергелистые известняки). Такие породы слабо

сопротивляются размыву и при размыве дают небольшое количество наносов.

К четвертому классу отнесены породы неоднородного состава и рыхлого сложения и с низкой степенью цементации. Это породы типа валунного суглинка, пролювиальных отложений или породы, имеющие неоднородные включения.

Пятый класс образуют рыхлые отложения песчаного, песчано-галечного состава.

Простота этой классификации и обширный эмпирический материал по динамике берегов и их морфологии, на котором она построена, делают ее привлекательной для геоморфологических и общегеографических целей. Вместе с тем, она отражает лишь сопротивляемость горных пород по отношению к механическому воздействию волнения.

Но если серьезные трудности возникают уже при попытке классифицировать горные породы по степени их сопротивляемости механической абразии, то возникает вопрос: возможна ли вообще классификация горных пород, единая для всех типов абразионного процесса? При механической абразии наиболее общими характеристиками свойств горной породы могут служить предел прочности и предел упругости породы, а также коэффициент поперечной деформации. Эти свойства горных пород полезны при анализе таких микропроцессов, как соударение гальки с клифом или истирание ее. Благодаря незначительному размеру взаимодействующих тел, вариации в свойствах пород здесь сведены к минимуму, что позволяет применять для количественного анализа таких процессов некоторые осредненные характеристики горных пород.

По степени сопротивляемости химической абразии горные породы не могут быть разделены на обширные классы, поскольку для большинства пород процессы химического выщелачивания не имеют морфогенетического значения. Критерием, который может количественно охарактеризовать породы по отношению к химической абразии, является растворимость породы.

Для термической абразии скорость абразионного процесса определится теплоемкостью грунта, которая в основном зависит от его льдистости. Наибольшей теплоемкостью обладает лед. Большое значение имеет также разность температур воды и породы. Температурой грунта в значительной мере определяются и физические свойства пород (например, предел прочности на сжатие и на разрыв). Чем ниже температура грунта, тем медленнее идет абразия.

#### Механическая абразия

#### Абразионное действие волн и прибойного потока.

Экспериментальные измерения давлений волн, проведенные в натуральных и лабораторных условиях, показали, что давление волны обычно состоит из ударного давления (иногда его называют пиком) и навала. Ударное давление характеризуется очень кратким периодом

действия (порядка нескольких миллисекунд) и наибольшим абсолютным значением. Навал продолжается существенно больший отрезок времени и представляет собой как бы основание, над которым надстраивается пик ударного давления.

Наблюдения выявили, что лишь немногие волны вызывают появление ударного давления. В порту Дьепп максимальное значение горизонтального давления чуть выше спокойного уровня воды составило  $69 \text{ т/м}^2$  ( $6,9 \text{ кг/см}^2$ ). Высота волн на глубокой воде при этом достигала 1,5-2,5 м, а длина 40-45 м.

Причиной появления ударных давлений некоторые исследователи (Божич и Джунковский, 1949) считают компрессию воздушного прослоя в трещинах и полостях пород.

По общему мнению, изложенный способ абразивного действия волн может быть существенным при наличии трещиноватости пород, а также при размыве сравнительно непрочных пород. Что же касается разрушения большинства цементированных осадочных пород, а также метаморфических и вулканических толщ, то, по-видимому, значение этого процесса невелико.

При больших скоростях движения воды в пограничном слое может иметь место кавитация поверхности породы. Разрушающее действие кавитации обусловлено высокими импульсными давлениями на поверхность породы при появлении в жидкости полостей разрыва (кавитационных пузырьков). Для проявления кавитации необходимо длительное воздействие воды, при скоростях, превышающих 14-16 м/сек. Такие скорости движения воды возможны. При разрушении волн в порту Дьепп вертикальные скорости при взбросах достигали 77 м/с. Нередко кавитация сопровождается и другими явлениями, которые могут замаскировать ее действие. Например, описаны случаи разрушения морских гидротехнических сооружений падающим после взброса каскадом воды. Таким образом следы кавитации могут сохраниться только в некоторых специфических условиях крутых абразионных берегов, сложенных прочными породами. Важно отметить, что вертикальные скорости при разрушении волны у вертикальных стен гидротехнических сооружений или у крутых абразионных берегов на порядок величины превышают горизонтальные скорости движения воды.

#### Абразивное действие обломочного материала в береговой зоне.

Абразивное действие обломочного материала в береговой зоне изучено еще очень слабо. Между тем и в первой отечественной монографии по геоморфологии И.С.Шукина в 1938 г. и в позднейших публикациях (Зенкович, 1962) указывалось на важное морфогенетическое значение этого процесса.

Для того чтобы уяснить значение абразивного действия обломочного материала, обратимся к некоторым известным фактам. Основным агентом разрушения в береговой зоне является работа воды, проявляющаяся в виде мощного гидродинамического воздействия. Так,

одно из самых больших значений давления волны, полученное во время шторма в Дьеппе, оказалось равным примерно  $70 \text{ т/м}^2$ , или  $7 \text{ кг/см}^2$ . Однако эта величина на два-три порядка меньше напряжений, которые необходимы для достижения предела прочности сиенита, габбро, базальта, гранита, кристаллического сланца, мрамора, известняка, песчаника (табл. 6).

С другой стороны, известно, что в условиях "бомбардировки" галькой скорость истирания бетона в гидротехнических сооружениях, стоящих вблизи линии уреза, достигает  $30 \text{ см/год}$ , сваи рельсовых эстакад на уровне моря полностью перерезаются за 8-10 лет, облицовка стен из прочного песчаника пропиливается на величину до  $50 \text{ см/год}$ .

Какие же напряжения могут развиваться при ударе гальки о поверхность и сопоставимы ли они с пределом прочности пород?

Таблица 6

Физические характеристики горных пород<sup>х</sup>

| Наименование горной породы | Коеф-фициент поперечной деформации | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Модуль упругости, $10^{11}$ дин/см <sup>2</sup> | Предел прочности, кг/см <sup>2</sup> |
|----------------------------|------------------------------------|------------------------------|---|--------------------------------------|
| Сиенит                     | 0,22 (2) <sup>хх</sup>             | 2,72 (2)                     | 7,19 (5)  | 1960                                 |
| Габбро, диабаз             | 0,21 (17)                          | 2,98 (7)                     | 8,84 (30)                                       | 1800                                 |
| Гранит                     | 0,14 (26)                          | 2,65 (12)                    | 4,47 (46)                                       | 1480                                 |
| Сланец крист.              | 0,10 (3)                           | 2,82 (3)                     | 6,39 (6)  | 1480                                 |
| Мрамор                     | 0,20 (11)                          | 2,74 (3)                     | 4,56 (15)                                       | 1020                                 |
| Известняк                  | 0,23 (11)                          | 2,66 (4)                     | 6,24 (15)                                       | 910                                  |
| Песчаник                   | 0,17 (3)                           | 2,59 (3)                     | 4,03 (11)                                       | 740                                  |

<sup>х</sup> Осреднение физических характеристик горных пород (справочник Ф.Берча и др., 1949 г.).

<sup>хх</sup> Цифра в скобках показывает, на основании какого числа измерений произведено осреднение.

Способ расчета напряжений, возникающих при ударе шаровидного тела о плоскость разработан А.Н.Динником (1952). Если шар и плоскость состоят из одного и того же материала, то

$$p = \frac{1}{3} R^2 \sqrt{\frac{500 \pi^3 q^3 E^2}{(1-\mu^2)^2}} V^{\frac{6}{5}} \quad (9.1)$$

$$a = R \sqrt[5]{\frac{5 \pi q (1 - \mu^2)}{2E}} V^{\frac{2}{5}} \quad (9.2)$$

Здесь  $p$  - сила, действующая на плоскость при ударе шара;  $a$  - радиус круга давления;  $R$  - радиус шара;  $q$  - плотность материала;  $E$  - модуль упругости;  $\mu$  - коэффициент поперечной деформации;  $V$  - скорость движения шара.

Расчеты для одной из наиболее прочных пород - диабаз показывают, что силовое воздействие в момент удара даже при небольших скоростях движения шара достигает значительных величин (рис. 51). Будучи отнесены к площади соприкосновения, они дадут нагрузку того же порядка, что и предел прочности даже наиболее

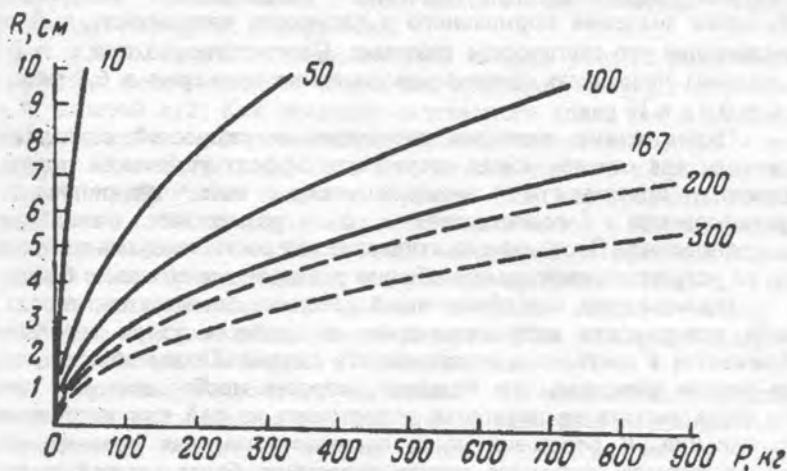


Рис 51. График функции давления шаровой частицы на плоскую поверхность диабаз при нормальном соударении для разных значений скорости движения (см/с)

прочной породы. Сопоставимость напряжений, возникающих при ударе, с пределом прочности пород позволяет рассчитать скорости движения обломочного материала, создающие неупругие деформации. Скорости соударения, меньшие некоторой критической скорости, не могут вызывать интенсивного разрушения породы (в этом случае будут происходить упругие деформации) и лишь те скорости, значения которых превосходят критическую, вызовут появление остаточных деформаций в массиве породы.

При ударе шара о плоскость максимальное усилие достигается в центре круга соприкосновения, и оно пропорционально скорости соударения частицы  $V^{2/5}$ . Если принять его за предел прочности породы, то можно вычислить величины скоростей, при которых

начинается разрушение пород. Но при быстром нарастании сжимающих сил в момент удара, предел упругости становится значительно выше, чем при статической нагрузке. Несомненно, что и предел прочности изменяется аналогично. Явление это объясняется тем, что материал в центре поверхности соударения находится в состоянии всестороннего сжатия и потому выдерживает гораздо большие напряжения, чем при одностороннем сжатии, а также тем, что напряжение действует лишь в течение тысячных долей секунды. Следовательно, необходимо учитывать эффект упрочнения породы при ударе.

В соответствии с теорией прочности разрушение материала зависит от касательных напряжений. У горных пород с  $\mu = 0,1$  для достижения критического значения касательного напряжения необходимы значения нормального к плоскости напряжения, в 5 раз превышающие его статическое значение. Соответственно при  $\mu = 0,2$ , они должны превышать статическое значение примерно в 6,7 раза, а при  $\mu = 0,3$  - в 10 раз.

Очень малые значения разрушающих скоростей соударения характерны для случаев, когда отсутствует эффект упрочнения породы: например, поверхность соударяющегося тела неровная, и микронеровности сопоставимы с размерами площадки соприкосновения. Поскольку критические скорости окатывания очень малы, то результаты окатывания обычно сказываются довольно быстро.

По мере того, как обломочный материал окатывается, порода в области поверхности соприкосновения в процессе удара все более приближается к состоянию всестороннего сжатия. Таким образом, чем более окатан материал, тем большая скорость необходима для того, чтобы была достигнута неупругая деформация на той или иной части круга касания. В береговой зоне, следовательно, для сравнительно плохо окатанного материала всегда существует более низкий предел критической скорости соударения. Из этого ясно, что плохо окатанный обломочный материал будет истираться существенно скорее, чем хорошо окатанный.

Значения разрушающих скоростей, вычисленные для случая с учетом эффекта упрочнения, характеризуют скорости соударения, достаточные для разрушения породы в массиве. Эти скорости вычислены применительно к идеально гладкой плоской поверхности, в природе встречающейся редко. При достижении скоростей 24-160 см/с разрушение породы в массиве будет происходить в виде прямого дробления материала.

Поскольку при достижении некоторой скорости разрушение материала происходит в виде дробления, возникает вопрос о возможности расчета толщины слоя породы, отделяющегося при каждом ударе. Теоретические и экспериментальные исследования (Динник, 1952) показали, что при ударе на поверхности тела касательные напряжения наиболее велики по контуру давления. Внутри тела касательные напряжения достигают наибольшей величины на оси

симметрии на расстоянии от центра поверхности давления, равном приблизительно половине радиуса круга давления. Это означает, что отламывание частицы материала будет наиболее вероятным на той глубине, где максимальны значения касательных напряжений.

Величины радиусов круга касания для рассматриваемых семи разновидностей горных пород в функции скорости соударения находятся в пределах 0,028-0,059 см. Таким образом, толщина отделяемого слоя для критических скоростей в зависимости от свойств пород меняется от 0,14 мм до 0,30 мм. Толщина отделяемого слоя увеличивается с возрастанием скорости соударения.

Учитывая, что на поверхности породы при ударе наибольшие касательные напряжения развиваются на контуре давления, правомерно предположить, что именно на контуре давления произойдут неупругие деформации.

Объем породы, удаляемой при каждом ударе с разрушающей скоростью, подсчитывается как объем кругового конуса с основанием  $2a$  и высотой  $a/2$ . Как толщина отделяемого слоя, так и удаляемые объемы у прочных пород несколько более значительны, чем у менее прочных. Это обстоятельство связано лишь с тем, что у прочных пород большие критические скорости абразии. Если же сравнить толщину отделяемого слоя или удаляемые объемы для одной и той же скорости, то, как и следовало ожидать, объемы относительно прочных пород и толщина слоя абразии меньше, чем у менее прочных пород.

Анализ приведенных данных позволяет сделать вывод, что абразивное действие обломочного материала не может продуцировать крупнообломочный материал в береговой зоне.

Другим вопросом, связанным с абразивным действием наносов, является вопрос о минимальном размере абразивных тел. По наблюдениям, песок диаметром менее 1 мм не может служить абразивным материалом. Данные по окатанности кварцевых песчаных зерен свидетельствуют о том, что предел окатывания приходится на частицы диаметром между 0,3 и 1,2 мм.

Общий объем удаляемого материала для критических скоростей соударения может быть подсчитан как объем кругового конуса с основанием  $2a$  и высотой  $a/2$ :

$$W_a = \frac{1}{6} \pi a^3$$

где  $W_a$  - объем абразивного износа при каждом одиночном ударе с критической скоростью. Обозначая "к" всю совокупность коэффициентов, входящих в это соотношение, что допустимо, поскольку для каждой разновидности породы этот коэффициент представляет собой константу, зависящую лишь от характеристик ее прочности, можно это выражение записать так:

$$W_a = k R^3 V^{\frac{6}{5}}$$

На рис. 52 показана зависимость абразивного износа материала от его крупности.

Начальная потеря пропорциональна диаметру частиц (весу на единицу поверхности), добавочная потеря - квадрату скорости (кинетической энергии) потока (Kuenen, 1956).

Опыты Ф.Кюнена не позволяют ответить на вопрос о зависимости величины износа от скорости соударения вполне определенно, но истираемость известняковых кубиков для некоторого интервала скоростей подтверждают прямую зависимость износа от  $V^{6/5}$ . Удивительно, что аналогичная степенная зависимость связывает истираемость кубиков известняка, хотя выведена она для шаровидных частиц. Возможно уже в начале пути кубики, значительно окатавшись, изнашиваются в процессе соударения с той же скоростью, что и шаровидные частицы.

Эксперименты по истираемости гальки в береговой зоне показали, что за год галька известняка теряет в весе 8 %, песчаника - 4,8 %, а базальта - 1,6%.

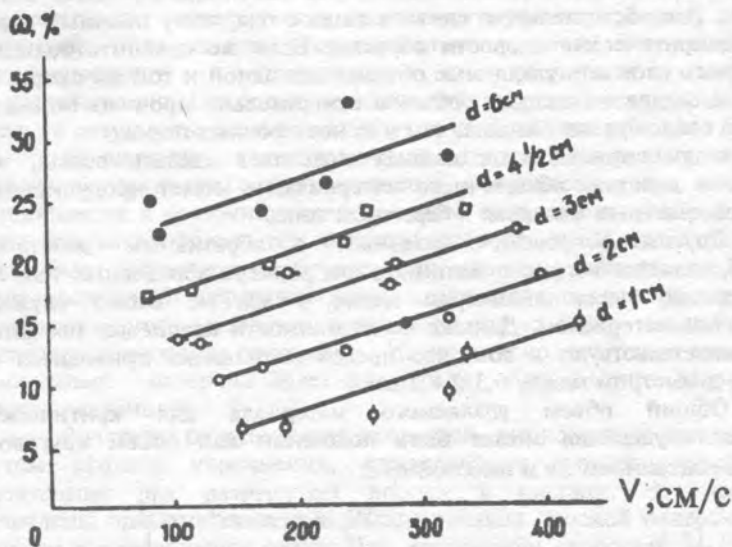


Рис. 52. Потеря в весе пяти кубиков известняка в зависимости от скорости движения (расстояние окатывания составляет 16 км по галечниковому дну).

На естественных берегах, не затронутых строительством в береговой зоне, абразивное воздействие гальки на бенч и клиф особенно эффективно при некоторых оптимальных запасах обломочного материала. Очевидно, что там, где обломочного материала очень много, бенч надежно закрыт от ударного действия гальки. Там где гальки очень мало, суммарный эффект абразивного износа

поверхности клифа и бенча тоже невелик. И лишь, какое-то оптимальное количество наносов на поперечном профиле берега может совершить максимальную работу по износу поверхности клифа и бенча.

Методика исследования абсолютной скорости абразии состояла в определении глубины цилиндрических отверстий, просверленных в породе в разных точках поперечного профиля берега в пределах бенча (Жилиев, Есин, 1965). Вариации скорости абразионного процесса для флишевых пород мела и палеогена на Черном море составили  $0 \div 12$  мм/год, а в одном случае скорость абразионного процесса превзошла 20 мм/год. Данные о скорости абразии мергелей, песчаников, известняков за четыре года показывают, что максимальное абразивное действие на бенче достигается несколько ниже линии уреза, на глубинах около 0,4 м. Среднюю скорость абразии авторы считают возможным оценить величиной 10 - 15 мм/год.

### Химическая абразия

Скорость химической абразии зависит от нескольких факторов, наиболее существенными из которых являются: 1) свойства горной породы, слагающей берег (химический состав породы и ее растворимость; быстрота измельчения); 2) свойства воды (минерализация и химический состав, температура, насыщенность газами) 3) гидродинамический режим (скорости течения воды, колебания уровня и т.п.).

По уменьшению степени растворимости для некоторых средних условий пресной воды намечается такой ряд наиболее распространенных горных пород: галит, гипс, известняк, доломит, прочие породы. Для средних условий океанической солености ряд примерно такой же. Однако в условиях сложных химических систем, возникающих, в частности, в лагунах аридной зоны, растворимость тех или иных пород может существенно изменяться.

Химическая абразия является гетерогенным процессом, происходящим на границе раздела двух сред; при этом наиболее интенсивна реакция растворения при большей поверхности взаимодействия, т.е. при измельчении материала.

Минерализация воды и, прежде всего, степень насыщения ее соединениями, входящими в состав растворяемой породы, в значительной мере определяет скорость химической абразии. Это обстоятельство особенно существенно для легко растворимых горных пород (галит, гипс, ангидрит).

Температура воды оказывает существенное влияние на ее агрессивность. По данным В.Г.Науменко (1958) зависимость между скоростью растворения гипса и температурой воды достаточно хорошо описывается линейной функцией.

Принято считать, что для растворения известняка благоприятны низкие температуры воды, способствующие лучшему

растворению в воде углекислого газа, который переводит слабо растворимый карбонат кальция в сравнительно легко растворимый бикарбонат кальция. Однако из этого положения, подтвержденного экспериментом, довольно часто делается неправильный вывод о большей устойчивости карбонатных пород к углекислотной агрессивности воды при повышении температуры.

Скорость выщелачивания карбонатов определяется содержанием углекислоты в растворе, а также скоростью реакции образования бикарбонатов, которые затем (как более растворимые) переходят в раствор. При повышении температуры на  $20^{\circ}$  количество растворенной углекислоты уменьшается примерно вдвое, а скорость химической реакции по законам химической кинетики возрастает в два и более раз при повышении температуры на каждые  $10^{\circ}$ . Количество выщелоченных карбонатных соединений возрастает при повышении температуры воды. Таким образом, при наличии агрессивной  $\text{CO}_2$  наиболее агрессивно вода действует на карбонатные породы при высокой температуре.

В некоторых случаях на интенсивность процесса химического выщелачивания влияет присутствие в воде различных организмов и растений, изменяющих газовый режим воды. Подробно этот процесс изучен на примере Тарханкутского побережья (Дзенс-Литовский, 1955), где в котловинах выщелачивания общее количество  $\text{CO}_2$  уменьшается с  $80,0$  мг/л утром до  $30,5$  мг/л вечером. Ночью его количество обычно увеличивается до  $82,0$  мг/л. Увеличение содержания  $\text{CO}_2$  в воде ночью происходит за счет жизнедеятельности растений и живых организмов; днем же количество  $\text{CO}_2$  уменьшается благодаря фотосинтезу. Поэтому наблюдается понижение рН ночью и увеличение рН днем. Суточные колебания рН были обнаружены во всех исследованных котловинах в полосе прибоя - рН возрастает до  $8,5$  днем и падает до  $6,5$  перед восходом солнца, тогда как рН в открытом море составляет  $8,2$  днем и  $8,0$  на рассвете.

Таким образом, ночью происходит выщелачивание  $\text{CaCO}_3$ , а днем - его химическая садка. Во время волнения или приливных колебаний уровня воды может происходить удаление растворенного  $\text{CaCO}_3$ .

Гидродинамический режим бассейна также определяет интенсивность химической абразии берега. Большое значение имеет быстрая смена прибрежной воды относительно менее минерализованной, а потому и более агрессивной водной массой (в первую очередь это относится к хорошо растворимым породам).

Лабораторными опытами (В.Г. Науменко, 1958) установлено, что при диффузионном переносе вещества скорость растворения чистого гипса равна в среднем  $1,4$  мг/см<sup>2</sup> сутки (соответствующий слой сноса  $6$  мк). Однако при интенсивных перемещениях воды во время волнения растворение гипса на берегах происходит в условиях

вынужденной конвекции. В этом случае диффузионным переносом и свободной конвекцией можно пренебречь.

По экспериментальным данным скорость растворения гипса, при концентрации раствора менее 0,1 от равновесной, в зависимости от скорости потока:

$$W = 22,5 V^{1/2}$$

Здесь  $W$  - скорость растворения гипса;  $V$  - скорость течения.

Сравнение вычисленных придонных скоростей с объемами абразии для различных глубин подводного склона при действии волнения показало, что зависимость между скоростью абразии и придонной волновой скоростью та же, что и для скорости растворения в поступательном потоке.

Химическая абразия карбонатных пород характеризуется большой сложностью и специфичностью. Исследования П.К.Уэйла (1958 г.) показывают, что растворение кальцита проходит три стадии:

1. Диссоциация на поверхности раздела на карбонатный ион и ион кальция.
2. Реакция образования бикарбонатов.
3. Дополнительная реакция растворения углекислого газа в воде, если он поступает из атмосферы.

Наибольшая скорость процесса растворения достигается, если все стадии проходят, по существу, мгновенно, так что общая скорость реакции определяется лишь скоростью переноса растворенного вещества.

Ф.Ф.Лаптевым в 1939 г. получены эмпирические зависимости для процесса растворения, позволяющие сделать вывод о степенной зависимости скорости растворения от скорости потока, причем показатель степени равен 0,5.

В.М.Гортиков и Л.И.Пантелеева (1937) установили, что скорость растворения кальцита в воде, содержащей  $\text{CO}_2$ , по-видимому, приближается асимптотически к значению несколько меньшему величины  $10^{-6}$  г/см<sup>2</sup>сек. Если принять плотность известняка равной 2,5 г/см<sup>3</sup>, то величина слоя породы, удаляемой растворением, оказывается равной приблизительно 0,35 мм в сутки, т.е. при оптимальных условиях за год может быть удален растворением слой породы мощностью около 12,8 см.

Большой интерес представляют опыты по растворению естественных разновидностей известняков и известняковых песчаников, взятых с берегов Ирландии, Астурии, Португалии, Марокко, Алжира и Мадагаскара (Guilcher, Pont, 1957). Для опытов применялась соленая вода (3,0-3,5% NaCl) и параллельно дистиллированная.

Образцы подвергались периодическому высушиванию и замачиванию (до 10 раз). Оказалось, что соленая вода оказывает более активное действие, по сравнению с пресной.

Анализ соответствующих графиков показывает, что скорость процессов растворения уменьшается со временем, приближаясь к некоторому пределу. Если учесть что, в условиях опыта предельная скорость растворения по-существу определяется скоростью диффузии  $CO_2$  в раствор и к поверхности растворения, то станет ясным, что скорость растворения в данном случае является функцией содержания  $CO_2$  в растворе. В самом начале процесса растворения (очевидно, пока не начинает сказываться эффект поглощения свободной  $CO_2$  на растворение), содержание  $Ca$  меняется со временем почти по линейной зависимости. Поэтому в случае неограниченного и быстрого поступления  $CO_2$  из атмосферы в воду и быстрого обновления пограничного слоя воды, достигшего предела насыщения, скорость растворения будет пропорциональна скорости движения воды.

Средние рН океанской воды равны 7-8,5. Степень насыщения морской воды углекислым кальцием возрастает с повышением температуры и рН. Область пересыщения океанической воды карбонатом кальция ограничивается примерно глубиной 300 м в экваториальной и тропических зонах. В то же время на берегах континентов этих зон широко распространены формы химической абразии. Не вызывает сомнений, что в большинстве случаев источником агрессивной углекислоты для растворения известняков является дыхание растений и животных, а также и бактериальные процессы.

Наблюдения А. Гильше в 1930 г. указывают на небольшую скорость образования форм растворения известняков: минимальная скорость растворения наиболее слабых разновидностей известняка составляет 1,8 мм/год.

Скорость растворения известняковых рифов на участках побережья Больших Багамских островов составляет примерно 0,5 мм/год, на других островах она достигает 1 мм/год и более.

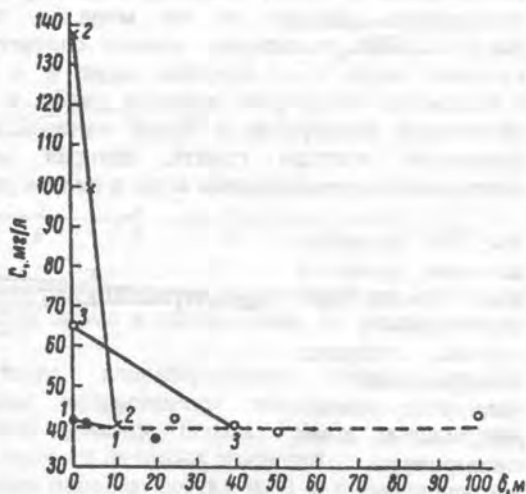
Наиболее реальные значения скорости химической абразии колеблются в пределах 0,5-5 мм/год. Там, где скорость механической абразии превышает эти цифры, сохранение форм химической абразии невозможно. Несмотря на небольшую скорость процесса, химическая абразия может иметь интересные практические приложения.

Абразия растворимых разностей пород вызывает появление в береговой зоне области повышенной минерализации воды. Линейная протяженность вдоль берегов и довольно устойчивое сохранение во времени позволяют считать поток растворенных веществ одной из форм вдольберегового перемещения наносов. Предложено называть такой поток вдольбереговым потоком растворенных веществ (Сафьянов, 1962, 1973).

Характеристики вдольберегового потока растворенных веществ позволяют произвести расчет скорости химической абразии. Обратимся к одному из примеров, когда в береговой зоне водохранилища абразии подвергались гипсы и отчасти известняки. Состав вдольберегового

потока определен и в основном повышенным содержанием кальция и сульфат-иона. Уменьшение минерализации с удалением от берега во вдольбереговом потоке растворенных веществ происходит по линейному закону (рис. 53).

*Рис. 53. Содержание сульфат - иона во вдольбереговом потоке растворенных веществ при химической абразии гипсовых берегов в зависимости от расстояния до уреза. Штриховой линией показан уровень минерализации открытого водоема*



На основе измерений концентрации растворенных веществ можно вычислить количество материала, растворенного на берегу. Очевидно, что содержание растворенного материала, вычисленное для фиксированного момента будет минимальным значением. В действительности же происходит непрерывное обновление воды и при вдольбереговом перемещении, и в результате затапливания более плотных вод и их стекания по подводному склону. Следовательно, полученную величину массы растворенного вещества необходимо умножить на кратность водообмена.

### Термическая абразия

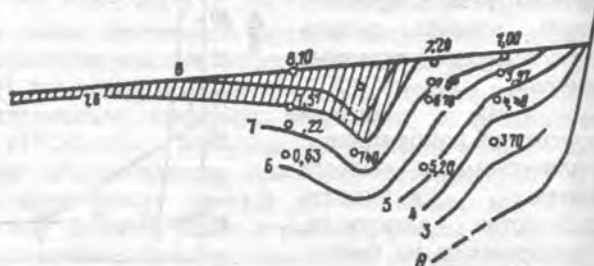
Термическая абразия - процесс разрушения берегов, сложенных мерзлыми грунтами или льдом, происходящий при передаче тепла от воды ко льду посредством волнения.

Большая теплоемкость воды даже при ее сравнительно невысокой температуре определяет наличие в прибрежной толще воды огромных запасов тепла, реализуемых при термической абразии.

Лед довольно прочная порода. Предел прочности льда на сжатие составляет величину от 16 до 62 кг/см<sup>2</sup>. Но даже при сильных штормах в береговой зоне и на относительно приглубом берегу нагрузки редко достигают 5-10 кг/см<sup>2</sup>. Ряд морфологических особенностей строения абразионных форм (например, глубина проникновения волно-прибойных ниш в сторону берега) может быть связан с пределом прочности льда на изгиб.

Измерения, произведенные на термоабразионном берегу с примкнувшим пляжем (о. Мостах в море Лаптевых), показали, что прослеживается устойчивая тенденция убывания температур с углублением в толщу наносов от поверхности пляжа. Кроме того, температура убывает и от моря к подножию клифа. Такое распределение температур вполне соответствует наличию двух зон притока тепла - со стороны моря и с поверхности, и двух зон поглощения тепла - со стороны клифа и снизу из толщи наносов. Измерения температур в толще наносов отливного пляжа выявили депрессию изотерм грунта, которая маркирует зону наиболее интенсивного перемещения воды в полосе разрушения волн (рис. 54).

Рис. 54. Депрессия изотерм грунта в зоне пляжа при термической абразии берега. Заштрихована область с температурами не ниже температуры морской воды



Области наиболее интенсивной турбулентности потока в отложениях пляжа соответствует депрессия изотерм и наиболее низкое залегание кровли мерзлых грунтов. Минимальные значения градиента температур отмечается в поверхностной толще наносов пляжа, подверженной действию прибойного потока, и ограничиваются глубинами 5-10 см от поверхности. Граница наиболее интенсивного теплообмена проходит у клифа вблизи поверхности, уходит на глубину в средней зоне пляжа, подвергшейся до отлива воздействию волн, и обнаруживает тенденцию к подъему вблизи уровня отлива. Следовательно, термодинамическое действие прибойного потока является основным механизмом выравнивания температур на пляже, примыкающем к термоабразионному берегу.

Подобно вдольбереговому потоку растворенных веществ, сопровождающему химическую абразию берега, при термической абразии трансформируется поле температур прибрежья и появляется область дефицита теплосодержания.

Поперечная структура вдольберегового потока характеризуется повышением температур воды при удалении от уреза. В целом определяются две зоны резкого изменения температур. Ближайшая к берегу - шириной 3-4 м, вторая зона - на расстоянии 9-12 м. Эти зоны сравнительно больших градиентов температур разделяются областью

относительно выравненных температур воды (рис. 55). Ширина всей области снижения температур в пределах прибрежья при небольшом волнении ( $h_p \sim 0,3\text{м}$ ) составила величину до 20 м.

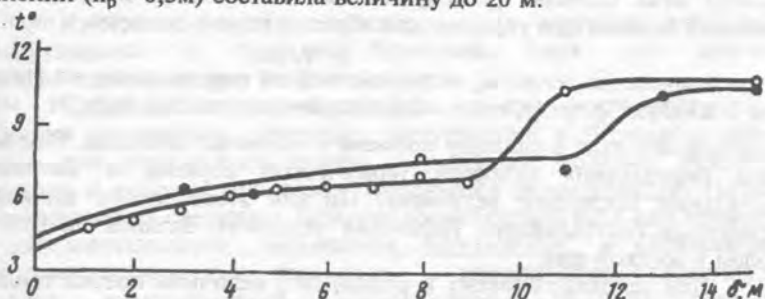


Рис. 55. Распределение температуры поверхностного горизонта воды при термической абразии берега в зависимости от расстояния до уреза (море Лаптевых).

Продольная структура вдольберегового потока холода характеризуется затухающим возрастанием температур по мере удаления от размываемого участка берега. Рост температуры прекращается после достижения ею фоновых значений.

Градиенты температур поперек потока на 1-2 порядка больше градиентов температур вдоль потока. Следовательно прибойная зона является своеобразной автономной термодинамической областью.

Зона пониженных температур довольно устойчива и распространяется вдоль берега. Это зона не только температурного скачка, но и резкого изменения других характеристик воды — в частности, солёности, так как в ходе термической абразии растапливается пресный лед.

Сведения о скорости термической абразии весьма отрывочны. Однако практическое значение этого процесса исключительно велико. Известны указания на быстрое исчезновение довольно крупных островов Семеновского и Васильевского в море Лаптевых (в 1823 г. первый имел длину 14,8 км, второй — 7,4 км). Для о-ва Семеновского скорость абразии достигала максимальных среднегодовых величин 110-300 м.

Решение задачи о скорости абразии может быть найдено, исходя из условий теплообмена на границе вода-лед. Лед имеет наиболее постоянные физические характеристики в отличие от мерзлого грунта, тепловые свойства которого могут изменяться в широких пределах в зависимости от состава и степени льдистости.

Баланс тепла на границе льда и воды определяется притоком тепла к границе от воды ( $q_w$ ), оттоком тепла от этой границы в лед ( $q_c$ ) и тепла, связанного с фазовыми превращениями воды ( $q_f$ ) и равного разности двух первых величин (Лебедев, 1964).

Очевидно, что в случае термической абразии приток тепла с водой должен превышать отток тепла в лед. Тогда часть тепла, равная разности этих потоков, расходуется на таяние льда. Следовательно, уравнение баланса при термической абразии можно записать в виде

$$q_f = q_w - q_c,$$

где  $q_f$  - количество теплоты, затрачиваемой на переход воды из твердой фазы в жидкую:  $q_f = m \cdot r$ , где  $r$  - скрытая теплота таяния льда,  $m$  - масса растопленного льда в единицу времени с единицы площади. Основная задача определения скорости термической абразии и состоит в определении последней величины. Но для этого нужно вычислить неизвестные составляющие уравнения теплового баланса на границе твердой и жидкой фаз.

Для условий, близких к реальным, величина потока тепла от воды в  $10^4$  больше оттока тепла в лед. Таким образом, при высоких скоростях движения воды можно пренебречь величиной оттока тепла в лед. В более общем случае величина массы льда, растапливаемой в единицу времени с единицы площади, выразится как:

$$m = \frac{q_w - q_c}{r}$$

При учете полученного упрощения

$$m = \frac{q_w}{r}$$

Для заплеска прибойного потока вполне реальны скорости течения воды порядка 100 см/сек. Расчеты для такой величины средней скорости движения воды в придонном слое и для разницы температур воды и льда  $5^\circ \text{C}$  с использованием уравнений теплопередачи (Гребер и др., 1958) дают величину теплового потока от воды к поверхности льда, равную  $q_w = 0,594$  кал/сек  $\text{см}^2$ . Подставив эти значения получим  $m = 0,00742$  г/сек  $\text{см}^2$ , или за час 26,73 г/см<sup>2</sup>. Для большей наглядности переведем полученную величину растапливаемой массы льда в слой

абразии по формуле  $l = \frac{m}{\gamma}$ , где  $\gamma = 0,9$  г/см<sup>3</sup>; при этом слой абразии равен 29,7 см/час.

Геоморфологические наблюдения показывают, что действительно термическая абразия - один из самых мощных процессов, и термоабразионная ниша может быть сформирована за один шторм.

## 10. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ НАНОСАХ

Прибрежно-морские наносы - вид морских отложений, формирующихся в пределах береговой зоны при действии специфических факторов береговой среды.

Твердые частицы, образующие наносы, могут поступать из различных источников. Частицы, поступающие в береговую зону с речным или ледниковым стоком, в результате абразии, склоновых процессов и эоловых процессов, называются терригенными. Наносы, образующиеся из скелетных остатков живых организмов или продуктов их жизнедеятельности, называются биогенными, а образующиеся вследствие химических процессов - хемогенными. Обломочный материал вулканического происхождения получил название вулканогенного. Особую группу наносов, получающих, к сожалению, все большее распространение на берегах, представляют антропогенные наносы. К ним следует отнести твердые искусственные материалы, появляющиеся в качестве продукта промышленного производства (пластмасса, стекло, кирпич, бетон, металл и пр.).

В зависимости от преобладания частиц определенного генезиса наносы разделяются на терригенные, биогенные, хемогенные, антропогенные. Различные виды терригенных наносов определяются составом и первичным генезисом тех отложений, из которых они сформировались. Обычно это - нелегкая задача, но она может быть решена совокупностью методов, которыми располагает современная литология.

Среди биогенных отложений умеренных широт широко распространены ракуша, ракушечный детрит и ракушечный песок. Ракуша - скопление целых или слабо поврежденных раковин моллюсков, ракушечный детрит - битые раковины, а ракушечный песок представлен измельченными до песчаной размерности обломками раковин. Иногда значительным распространением характеризуются мшанковые или фораминиферные пески, образующиеся при завершении жизненного цикла соответствующих морских обитателей. В морях тропического пояса широко распространены коралловые отложения, представленные как крупными обломками, так и продуктами измельчения кораллового известняка в широком диапазоне размерностей.

Первичная продукция водной растительности также представляет собой источник наносов для многих районов побережий. Так широким распространением в тропиках пользуются халимедовые пески из скелетных остатков известковой водоросли халимеда.

Из хемогенных отложений наиболее широко известны оолитовые пески, образующиеся вследствие выпадения карбоната кальция из насыщенных растворов морской воды. На срезе такой песчинки-шарика обычно обнаруживается концентрическое строение.

Когда анализируется вещественный состав относительно крупнообломочного материала (глыб, валунов, гальки), то принято исследовать петрографический состав наносов, характеризующийся участием многих минералов. Он весьма разнообразен. Однако по мере измельчения наносов, они становятся все более однородными в минеральном отношении. Все минералы, входящие в состав относительно мелких наносов делятся на две большие группы - легкие и тяжелые. К легким относятся минералы с удельным весом менее  $2,9 \text{ г/см}^3$ . Наиболее распространенным легким минералом является кварц, занимающий в составе песчаных наносов не менее 90%. Тяжелые минералы обычно представлены в составе песчаных наносов в количестве 5-10%, однако в некоторых случаях они могут полностью слагать пляжи. Гораздо более значимо содержание тяжелых минералов в крупном алеврите, достигающее обычно первых десятков процентов. Несмотря на небольшие в целом концентрации, тяжелые минералы чрезвычайно важны в исследованиях берегов, поскольку они представляют собой своеобразный индикатор происходящих здесь процессов.

Частицы, составляющие наносы береговой зоны, существенно различаются по крупности. В зависимости от величины размеров, определяемых обычно путем ситового отсева, они подразделяются на фракции.

**Фракция** - совокупность частиц определенной градации крупности.

Таблица 7 дает перечень фракций, принятых в нашей стране.

Таблица 7

Фракции гранулометрического состава наносов

| Название фракций | Диаметр частиц, мм | Название фракций | Диаметр частиц, мм |
|------------------|--------------------|------------------|--------------------|
| Валуны           | >100               | Песок крупный    | 1,0-0,5            |
| Галька крупная   | 100-50             | Песок средний    | 0,5-0,25           |
| Галька средняя   | 50-25              | Песок мелкий     | 0,25-0,1           |
| Галька мелкая    | 25-10              | Алеврит крупный  | 0,1-0,05           |
| Гравий крупный   | 10-5               | Алеврит мелкий   | 0,05-0,01          |
| Гравий средний   | 5-2,5              | Пелит крупный    | 0,01-0,007         |
| Гравий мелкий    | 2,5-1,0            | Пелит мелкий     | <0,007             |

Неокатанные наносы, по крупности соответствующие гальке, называются щебнем. Неокатанный аналог гравия - хрящ, а крупного песка - дресва.

Выделение отдельных фракций производится путем отсева через набор сит с соответствующими размерами отверстий, а для анализа мелких фракций применяется водный анализ.

При использовании зарубежной научной литературы следует иметь ввиду, что гранулометрические классификации, используемые на западе, несколько отличаются от отечественных.

На рис. 56 представлена так называемая шкала Уэнтворта (фи-шкала), широко используемая на западе, а в последние годы и в отечественной практике в сопоставлении с арифметической шкалой градаций крупности. Фи-шкала представляет собой отрицательный логарифм линейного размера частиц в миллиметрах при основании 2:

$$\phi = -\log_2 d$$

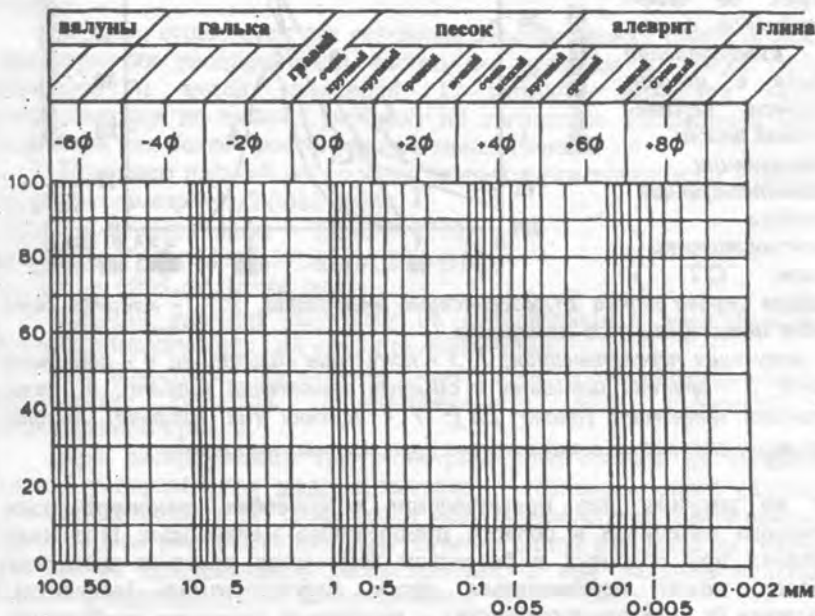


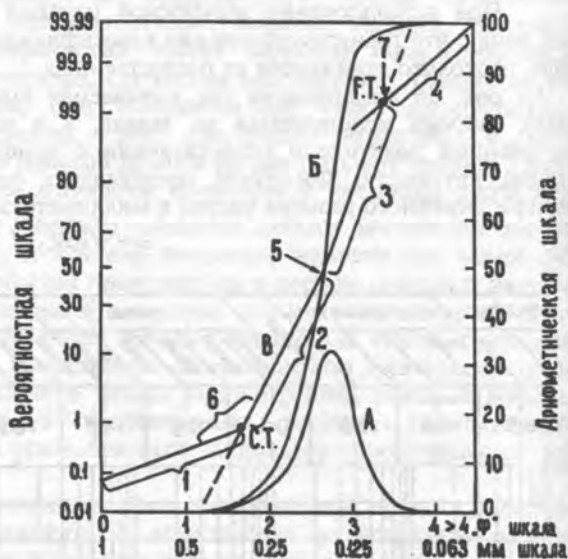
Рис.56. Шкала Уэнтворта (вверху), основанная на логарифмах размеров, по отношению к арифметической шкале (внизу).

Смежные целочисленные значения шкалы-фи соответствуют изменениям частиц в линейных размерах ровно в 2 раза, что представляется очень практичным.

Результаты гранулометрического рассева по фракциям могут быть представлены в дифференциальной форме - в виде частотных гистограмм процентного состава каждой из фракций или в интегральной форме - в виде кумулятивной кривой. Различия этих форм графического представления гранулометрического анализа можно понять из рис. 57.

Рис. 57. Наиболее распространенные типы представления гранулометрических анализов песков (Visher, 1969):

А - частотная;  
 Б - кумулятивная. А и Б наносятся на график по арифметической шкале. В - кумулятивная кривая с использованием вероятностной шкалы. Субпопуляции, соответствующие способам транспортировки песков: С.Т. -



крайняя справа точка грубозернистого материала, F.T. - крайняя слева точка мелкозернистого материала.

1 - популяция перекатывания; 2, 3 - популяции сальтации; 4 - популяция взвеси; 5 - граница намытых и смытых отложений (накат); 6 - зона смешения популяций (около  $2\phi$ ); 7 - верхняя (на графике) граница популяции сальтации относительно крупнозернистого песка.

Тот же рисунок дает представление о способах транспортировки песчаного материала в области прибрежного мелководья. Песчаный материал при обычных в береговой зоне моря режимах движения наносов может перемещаться путем перекатывания (влечения), сальтации (в виде прыжков частиц с некоторым временем пребывания в покое) или во взвеси. Естественно, что даже при стационарном гидродинамическом режиме, в зависимости от крупности, частицы перемещаются различными способами.

Гранулометрический состав - это одна из важнейших характеристик осадков. В нем зашифрована информация, представляющая интерес для многих аспектов геоморфологии, литологии, гидродинамики. Полнота извлечения информации, запечатленной в структуре отложений, является функцией от дробности ситового отсева.

Формирование структуры осадка - это сложный природный стохастический процесс. Распределение гранулометрического состава песчаных осадков лучше всего аппроксимируется логнормальным теоретическим законом, а логнормальность распределения возникает в результате динамической сортировки осадков.

Главными задачами истолкования значений статистических параметров гранулометрии являются: а) определение характера и энергии динамических сил среды переноса и седиментации, б) установление соотношений интенсивности привноса осадков со скоростью их динамической переработки в том или ином районе и в) оценка влияния фактора наследственности в данном цикле седиментации.

Методом кумулятивных кривых определяются четыре основных параметра: графический средний диаметр зерен осадков, графическое стандартное отклонение, графическая асимметрия и графический эксцесс.

Вообще, существуют два основных способа оценки статистических характеристик распределений частиц по размерам в осадке: метод моментов и метод квантилей. С методом моментов можно познакомиться по любому учебнику по статистике. Рассмотрим метод квантилей как более простой, хотя и менее точный.

Приведем полный набор квантильных характеристик по Инману:  
средний диаметр =  $1/2 \cdot (\varnothing 16 + \varnothing 84)$ ,  
стандартное отклонение =  $1/2 \cdot (\varnothing 84 - \varnothing 16)$ ,  
асимметрия =  $(\varnothing 84 + \varnothing 16 - 2\varnothing 50) / (\varnothing 84 - \varnothing 16)$ ,  
эксцесс =  $(\varnothing 95 - \varnothing 5) / (\varnothing 84 - \varnothing 16)$ .

Средний диаметр указывает на относительный энергетический уровень динамических сил среды седиментации.

Для характеристики средних размеров часто применяется понятие медианного диаметра, соответствующего 50% значению на кумулятивной кривой.

При распределении гранулометрического состава на частотной кривой распределения мода характеризует господствующий размер в данном распределении. Графически мода соответствует самой высокой точке кривой распределения. При наличии одной вершины на графике говорят об унимодальном распределении, а при наличии большего числа - о полимодальном распределении.

Стандартное отклонение является мерой отсортированности осадков. В природе преобладают турбулентные движения водных и воздушных масс, поэтому отсутствуют монодисперсные в гранулометрическом отношении осадки. Даже "поющие" пески пустынь состоят из многих размерных фракций, выявляемых при дробном рассеве.

Отсортированность осадков отражает интенсивность движений в среде седиментации. Если осадок состоит из большого числа ситовых фракций, то он считается плохо отсортированным и значение стандартного отклонения тогда - большое и, наоборот, небольшое число фракций характерно для хорошо отсортированных осадков; значение стандарта в этом случае - небольшое.

Меру отсортированности осадков можно употреблять и для определения путей разноса обломочного материала. Стандартное отклонение не является во всех случаях хорошим способом оценки

отсортированности песков. Для этого Г.Ф.Рожков (1978) рекомендует использовать коэффициент вариации, который представляет отношение среднего диаметра к стандартному отклонению.

В качестве меры сортировки в течение длительного времени многие пытались использовать коэффициент Траска, представляющий собой корень квадратный из отношения 75% и 25%-го размера частиц на кумулятивной кривой по арифметической шкале. Коэффициент Траска не является мерой сортировки наносов и в дальнейшем не рекомендуется в применении. Сопоставление с объективными оценками сортировки показало, что массивом данных в виде коэффициента Траска, можно осторожно пользоваться лишь для относительно хорошо отсортированных осадков.

Асимметрия обладает знаком и абсолютной величиной. Если значения моды и среднего размера совпадают, то кривая распределения является симметричной относительно ординаты среднего размера. Если значения моды больше среднего размера, то кривая распределения имеет положительную асимметрию, т.е. "хвост" находится в тонкозернистых фракциях. Положительная асимметрия кривой распределения означает, кроме того, что крупнозернистые фракции отсортированы хорошо, а тонкозернистые - плохо. Если значения моды меньше среднего размера, то кривая распределения имеет отрицательную асимметрию, т.е. "хвост" находится в крупнозернистых фракциях. Отрицательная асимметрия указывает на то, что мелкозернистые фракции отсортированы хорошо, а крупнозернистые фракции отсортированы плохо. Абсолютное значение асимметрии позволяет судить о количественном расхождении между средним и модальными размерами.

Значения асимметрии гранулометрического состава осадков используются для изучения биомодальных распределений и как индикаторы условий седиментации. Пески с отрицательной асимметрией гранулометрического состава обычно представляют результат перемыва, при котором тонкозернистые фракции вымываются. Положительная асимметрия указывает на седиментацию в относительно спокойных условиях. Другими словами, отрицательная асимметрия отражает активную гидродинамику, в частности, размыв или, по крайней мере, очень замедленное осадконакопление, а положительная - преобладание процессов аккумуляции.

Г.Ф.Рожков (1976, 1978, 1979) считает, что асимметрия гранулометрического состава осадков свидетельствует о привнесении или потере частиц определенных размеров и указывает на их парциальную отсортированность на данном энергетическом уровне среды седиментации, фиксируемом средним размером зерен. Этот параметр дает подробные сведения о результатах взаимодействия процессов дифференциации и интеграции различного рода гранулометрических популяций. На примере современных осадков Рижского залива установлено, что при крупномасштабном

картировании значений асимметрии можно получить информацию относительно распределения энергии при выходе ветровых волн на мелководье и эти данные использовать для реконструкции нейтральной линии на подводном берегу склона.

**Экссесс** - характеризует так называемую крутовершинность кривой распределения гранулометрического состава осадков. При этом нормальное распределение принимается равным 1,0. Менее крутые, чем нормальные (т.е. пологовершинная форма) имеют эксцесс менее 1,0 и приближаются к своему минимальному пределу менее 0,67. При значениях более 1,0 кривые распределения более крутые, чем нормальные (крутовершинная или пикообразная форма).

Пологовершинная форма кривой распределения указывает, что осадок состоит из большого числа размерных фракций с примерно равномерными содержаниями, т.е. отсортирован плохо. Крутовершинная "пикообразная" форма свидетельствует о том, что модальная и смежные с ней 2-4 фракции обладают резко повышенным содержанием, а абсолютная величина параметра показывает степень этой концентрации (группировки около модального размера). Таким образом, эксцесс оценивает отсортированность осадка на данном энергетическом уровне динамических сил среды седиментации, которые его сформировали. Относительная энергия этих сил определяется средним размером зерен.

Этот параметр, следовательно, указывает на степень стабильности динамической переработки обломочного материала. Большие значения эксцесса означают, что либо в короткий срок действовали мощные динамические силы, либо слабые силы действовали в течение длительного времени, то есть скорость динамической обработки кластического материала в обоих случаях превышала интенсивность его привноса. Малые значения эксцесса характеризуют собой нестабильные условия в среде седиментации, и в общем отражают условия, когда привнос обломочного материала значительно превышает скорость его динамической переработки, т.е. в целом характеризуют состояние аккумуляции. Совместный анализ модальных (или средних) размеров и значений эксцесса при их картировании дает информацию об энергетической обстановке в среде седиментации, и, опосредствованно, о палеогеографических условиях, и палеотектонических движениях в бассейне. Модальный размер (или средний размер) и значение эксцесса более чувствительны к изменениям интенсивности привноса, скорости переработки и тектонического погружения конкретного участка дна бассейна седиментации. Эксцесс является важной характеристикой гранулометрической зрелости песков (Рожков, 1979).

Литологи давно пытаются по данным гранулометрии реконструировать динамические и фациальные условия седиментации. В результате появилось много различных диаграмм для определения генезиса и характеристики динамической среды перемещения песчаных

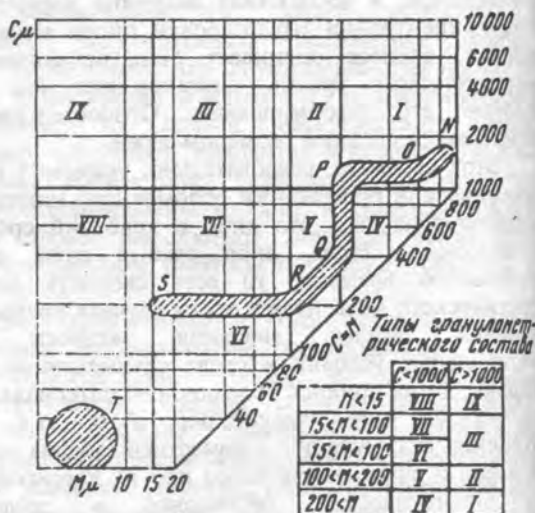
осадков. В.Т.Биккенин и Г.Ф.Рожков (1982) на примере современных осадков, сформированных в различных фациальных условиях, сделали критический обзор основных генетических диаграмм, широко известных в мире. Они пришли к выводу, что многие диаграммы в granulometriи скорее дополняют друг друга, нежели исключают.

Довольно широкое распространение получила диаграмма Р.Пассеги (Passega, 1957), предназначенная для распознавания различных способов перемещения обломочных частиц разного размера. В этой диаграмме используется связь между С (средний размер 1% наиболее крупных частиц) и М (медианный размер частиц) для определения характера переноса частиц осадка. На этой диаграмме выделяются следующие области: пелагическая суспензия (в области наименьших значений С и М), однородная суспензия, градиционная суспензия, суспензия с качением, качение с донной суспензией и качение. Справа диаграмма ограничена линией  $C=M$ , соответствующей идеально сортированному осадку (рис. 63).

Рис. 63. Диаграмма Пассега (Passega, 1957) для определения способов перемещения наносов: Т - пелагическая суспензия, SR - однородная суспензия, RQ - градиционная суспензия, QP - суспензия и материал донного перемещения, PO - материал донного перемещения и суспензия, ON - материал только донного перемещения.

Характеристики, введенные Пассега, описывают постепенный переход от перемещения всего осадка во взвешенном состоянии к движению донных наносов. По мере этого перехода возрастает и роль волновой турбулентности - от переноса пелагической суспензии одними течениями, без участия волнения, и чисто волновому переносу в придонном слое.

Следует учитывать, что эти характеристики относятся к осадку, лежащему на поверхности дна, т.е. указывают на способ поступления материала в данную точку.



## 11. ОСАДКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ОКЕАНА

Пространственная неоднородность распределения волн в океане как частное отражение закона географической зональности имеет своим следствием различную глубину проникновения придонных скоростей, способных вызвать перемещение наносов.

Расчеты и наблюдения показывают, что направленное перемещение осадков по профилю подводного склона происходит в том случае, если гидравлические свойства отложений не соответствуют данной гидродинамической ситуации. Учитывая вероятную скорость перемещения относительно крупных частиц в придонном слое по направлению к берегу, можно сделать заключение, что поток крупнозернистых частиц должен довольно скоро иссякнуть, если запасы крупнозернистого материала не пополняются. В этом отношении реликтовые отложения шельфов в областях интенсивного воздействия волнения не в состоянии достаточно длительное время служить источником крупнозернистых частиц для верхней части береговой зоны.

Этому процессу кроме понятного истощения запасов "подходящего" обломочного материала на дне будет препятствовать и вертикальная стратификация осадков, возникающая при сильных волнениях и вызываемая погружением более крупнозернистого или имеющего большую плотность материала на некоторую глубину от поверхности дна. Объем такого материала, вовлекаемого в поперечное перемещение, будет последовательно уменьшаться во времени и из-за седиментации в кровле активного слоя мелкозернистых осадков при действии сравнительно слабых волнений.

В умеренных и высоких широтах северного и южного полушарий основная часть поверхности шельфа является береговой зоной. Седиментологические материалы подтверждают это вполне определенно. Так вся поверхность шельфа юго-восточной части Берингова моря покрыта песками, средняя крупность которых уменьшается с увеличением глубины (Sharma, 1975). Волны 1%-ной режимной обеспеченности в этом районе Тихого океана в течение года имеют высоту от 10 до 23 м и период от 8 до 13 с (Атлас океанов, т.1, 1974). Такие волны способны эффективно воздействовать на дно на глубинах, превышающих 100 м. Как сортировка осадков, так и нивелирование поверхности шельфа и перемещение, в частности, мелкозернистых осадков от меньших глубин к большим связаны с действием современных волновых процессов. В другом районе - на шельфе Атлантического океана, примыкающего к штату Нью-Джерси, установлено соответствие отложений центральной части шельфа современному гидродинамическому режиму (Stublefield et al., 1975). Осадки, слагающие большую часть линейно вытянутых сочетаний форм рельефа гряды - депрессии, обнаруживают тонкую сортировку: укрупнение песков на грядах и уменьшение крупности в депрессиях.

Иногда в ложбинах встречаются грубые несортированные пески, представляющие собой реликтовые голоценовые отложения. В современных условиях происходит накопление осадков на песчаных грядах - возраст осадков в основании метровой толщи составляет 3760 лет, тогда как возраст верхних 0,6 м не превышает 500 лет. Современные гидродинамические условия способствуют развитию рельефа песчаных гряд и депрессий, который не может быть рассматриваем в качестве реликтового. На глубинах до 30 м гряды высотой 7-8 м на банке Джорджес движутся в сторону берега и за 1928-1958 гг. переместились на запад на 300 м (Jordan, 1962). Измерение придонных волновых скоростей на различных глубинах поверхности шельфа этого района, проведенное в основном в летний относительно нештормовой сезон, указывает, что их значения превышают  $22 \text{ см с}^{-1}$ , необходимые для перемещения мелкозернистого песка (McClellen, 1973). Для глубины 30 м превышение этой величины скорости составило 8% от времени измерений. Для этой же глубины превышение скорости  $25 \text{ см с}^{-1}$  достигало 5%, для глубины 59 м - 1, для глубины 74 м - 0,6, для глубины 143 м превышение составило лишь 0,04% от времени измерений (около 10 суток во всех случаях). Максимальные скорости достигали  $40 \text{ см с}^{-1}$ . Итоговый перенос воды в придонном слое за время измерений был направлен в основном вдоль изобат.

Хедли (Hadley, 1964) и Дрепер (Draper, 1967) пришли к заключению, что поверхностные ветровые волны вызывают движение осадков на всех глубинах континентального шельфа Британских островов. Дополнительные седиментологические подтверждения большой глубины внешней границы береговой зоны получены для юго-западного шельфа Великобритании (Channon; Hamilton, 1976).

На основании изучения периодических форм рельефа дна, которые почти симметричны при действии волн и приобретают хорошо выраженную асимметрию под влиянием приливных течений, прослежено воздействие волнения на их развитие до глубины по крайней мере 150 м. На этих глубинах максимальные горизонтальные скорости орбитального движения для значительных штормов существенно превышают максимальные скорости приливных течений.

Распространение отдельных минералов в составе осадков шельфа может дать ценные указания о глубине нижней границы береговой зоны. Так, вдоль побережья Джорджии (США) на выходах из проливов во время отлива воды, содержащие взвеси, распространяются на расстояние около 15 км от линии берега. Эти 15 км представляют собой "зону влияния", выделенную на основании исследования распространения глинистых минералов (Bigham, 1973).

Важным индикатором обстановки седиментации является распределение слюды в осадках. Анализ фракции 0,125-0,25 мм, выполненный для атлантического шельфа США (Doyle et al., 1968), указывает на линейное распространение вдоль берега полос с различным содержанием слюды. Эта закономерность проявляется, несмотря на малое содержание слюды в осадках - обычно не

превышающее 1%. Концентрация слюды определялась по числу ее зерен в 10 тыс. зерен мелкопесчаной фракции. В 30 образцах, взятых на пляжах и дюнах от Флориды до Северной Каролины, число зерен слюды было ничтожным - менее 2 на 10 тыс. Отсутствие слюды на пляжах довольно резко контрастирует с высоким (20-40 на 10 тыс.) содержанием ее в верхней части подводного берегового склона - от уреза до глубин около 10-15 м. Полоса высокого содержания слюды протягивается вдоль берега не менее чем на 700 км (от 30 до 35° с.ш.).

Во вдольбереговом простирании полос со сходными концентрациями слюды обнаруживается закономерная связь с рельефом. Имеющиеся отдельные пятна высокого содержания слюды в средней и нижней частях шельфа не противоречат общей закономерности вдольберегового распространения концентраций.

Гистограммы распределения слюды в осадках на глубинах 0-15 м указывают, что эти образцы содержат больше слюды, чем осадки центрального или внешнего шельфа на глубинах 15-50 м. Напротив, в диапазоне глубин 50-100 м и в особенности на глубинах более 100 м прослеживается быстрое нарастание концентрации слюды в осадках.

На основной части поверхности шельфа существуют условия, препятствующие осаждению слюды. Это свидетельствует о направленном выносе за его пределы тонкозернистого материала.

Аналогичное распределение слюды в осадках имеет место на шельфе в районе устья Нигера (Adegoke a. Staley, 1972). Резкое нарастание содержания слюды в осадках прослеживается в этом районе с глубин около 55 м.

Состав осадков береговых зон гумидных экваториальных районов обнаруживает зависимость от объема и состава осадков, поступающих в береговую зону вследствие стока рек.

В районе предустьевых областей рек Амазонки, Ориноко, Миссисипи, Нигера, Ла-Платы поступление илистого материала настолько интенсивно, что терригенные илы накапливаются в верхней части шельфа до глубин 25-35 м, вытесняя все другие виды осадков (Gibbs, 1973; Захаров, 1974, 1975; Емельянов, 1975; Лисицын, 1974, 1991). Например, к северо-западу от устья Амазонки донные осадки с крупностью менее 0,002 мм протягиваются вдоль береговой зоны, составляя более 25% от всех осадков, а вблизи уреза их содержание превышает 50% от объема всех осадков. Между тем во внешней части шельфа эта фракция составляет менее 10% осадков. Прибрежная зона глин протягивается вдоль побережья на 2 тыс. км к северо-западу от устья реки до залива Пария вблизи острова Тринидад, где более 2/3 осадков представлено материалом мельче 0,002 мм.

Сохранение в гумидных экваториальных районах столь мелкозернистых осадков в береговой зоне обязано прежде всего низкому уровню энергии волнения. В связи со слабым воздействием волнения на такие берега распространение осадков вдоль берегов определяется в основном действием постоянных течений. Так,

Гвианское течение, проходящее вдоль северо-восточного побережья Южной Америки, переносит к северо-западу осадки, поступающие от Амазонки и Ориноко и других не столь крупных рек.

Внешняя граница береговой зоны, по-видимому, проходит здесь по нижней границе распространения илов. Вследствие обильного притока илов в этом районе формируется своеобразная инверсия крупности отложений: самые мелкозернистые осадки залегают на наименьших глубинах, а с глубиной 30 м и до 90-95 м располагаются пески, которые от вышележащей зоны илов отделены узкой полосой крупного алевроита.

Важным свойством отложений береговой зоны в районах гумидной экваториальной и аридной зон является селекция в составе осадков наиболее устойчивых к выветриванию минералов (Емельянов, 1975) - кварца, циркона, магнетита и исчезновение малостойких к выветриванию минералов. Этот процесс хорошо прослеживается в смене глинистых минералов: в составе приустьевых илов высоких широт преобладает иллит, к экватору содержание иллита уменьшается, а каолинита и отчасти монтмориллонита увеличивается.

Существенная особенность осадков шельфов юго-западной Африки и юго-западной Америки состоит в обилии биогенных компонентов в их составе:  $C_{org}$  до 16% и  $P$  - до 10%, а также в накоплении диатомовых илов. Скорость накопления органического материала в этих районах чрезвычайно велика и обусловлена максимальной первичной продукцией органического вещества. На малых глубинах здесь залегают терригенные песчаные и алевроитопелитовые прибрежные осадки, которые с 30-40 м замещаются ракушечными грубо- и разнотерригенными песками в некоторых случаях со скорлупками диатомей и сероводородным заражением (Логвиненко, Романкевич, 1973; Гершанович, Конюхов, 1975). Глубже 50 м располагаются терригенные слабокремнистые диатомовые илы, зараженные сероводородом.

Ввиду незначительной энергии морских волнений осадки шельфов тропической зоны весьма сходны с осадками относительно замкнутых акваторий океана. Большое место в их составе занимают также хемогенные осадки, в частности оолиты.

Существенное влияние на состав отложений береговой зоны могут оказывать не только условия притока осадков, но и условия их потерь, например, в подводных каньонах. Сток осадков по подводным каньонам выступает в данном случае как один из механизмов дифференциации осадочного материала в пределах береговой зоны.

Слабая изученность береговых зон арктических морей вызывает большой интерес к конкретным данным о гранулометрическом составе осадков их дна.

На берега арктических морей из-за небольшой длины разгона и термических контрастов суши и океана воздействует главным образом ветровое короткопериодное волнение. Глубина воздействия такого волнения сравнительно ограничена. Относительно невелик и период

его действия - это всего лишь 2-3 месяца в году. В этих условиях сортировка осадков происходит довольно медленно, и некоторое улучшение отсортированности может наблюдаться лишь в прибойной зоне. К тому же сортировка осадков затрудняется действием льдов на дно.

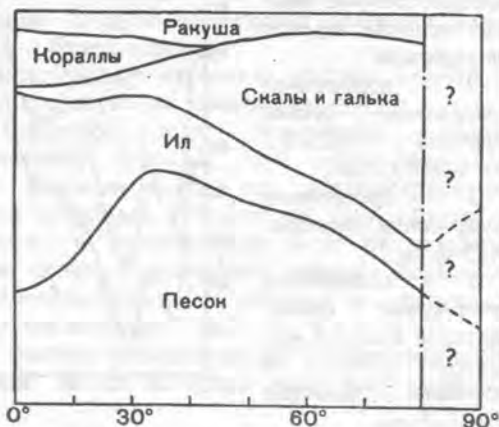
Воздействие плавающих льдов на поверхность дна арктических морей в некоторых случаях превышает воздействие волнения. Ковакс (Коваск, 1972) отмечает, что в море Бофорта на глубинах от 6 до 30 м донные отложения нарушены воздействием плавучих льдов на 1,5 м в толщу осадков, а отдельные борозды и гребни достигают относительных превышений в 3-4,5 м. На глубинах от 30 до 75 м амплитуды борозд достигают 9 м, но их число на единицу площади заметно уменьшается, особенно глубже 45 м. Возраст наиболее крупных борозд путем изучения отложившихся на их дне осадков оценивается в 3 тыс. лет.

А.П.Лисицын (1994) обобщил огромный фактический материал по ледниковому седиментогенезу в Мировом океане и показал, что общая площадь морского дна, находящегося под воздействием морских льдов, где грубообломочный материал распространен в тонких осадках, насчитывает более 80 млн км<sup>2</sup>, что составляет 1/4 часть поверхности дна Мирового океана. Из анализа А.П.Лисицына следует не только седиментологическая, но и приоритетная геоморфологическая роль морских льдов в береговой зоне океана в высоких широтах.

М.Хейс (Hayes, 1967) обращает внимание на связь типов осадков с береговыми климатами. Песчаные осадки в основном преобладают на широтах от 15 до 60°, а илистые и биогенные осадки распространены в приэкваториальной области, тогда как скальные выступы и гравийно-галечные отложения тяготеют к высоким широтам. Таким образом, налицо ярко выраженная широтная зональность в распределении осадков береговой зоны (рис. 59).

Рис. 59. Распределение типов осадков береговой зоны по широте (Hayes, 1967)

Различные типы осадков занимают следующие проценты площади береговой зоны: скалы - 3, гравий - 3, песок - 47, ил - 37, кораллы - 6, ракушка - 4. Самым типичным осадком береговой зоны является песок. Важное место в составе осадков береговой зоны занимают илы, и уже хотя бы из этого факта



следует полная необоснованность проведения внешней границы береговой зоны по глубине залегания илов, что нередко делается даже в современных работах. Велика площадь, занятая осадками биогенного происхождения, - 10%. В действительности она значительно больше, поскольку существенная часть песка представлена карбонатом кальция органического происхождения, а в составе илов еще большая доля также принадлежит органическому материалу.

Волновое воздействие быстро затухает с ростом глубины. Кроме того, с возрастанием глубины уменьшается и время действия относительно высоких придонных скоростей. Асимметрия внутренних свойств волны вместе с ростом придонных скоростей при уменьшении глубин обуславливают устойчивость так называемого "нормального" распределения наносов по крупности. Максимум медианного диаметра наносов в этом случае соответствует области разрушения волны.

Обычно гранулометрический состав наносов подводного склона довольно консервативен и заметно нарушается только во время необычных по силе штормов. Наибольшее практическое значение приобретают те изменения состава наносов, которые связаны с источниками поступления наносов на подводный склон.

Общие тенденции в распределении двух важнейших характеристик осадков волнового поля - медианного диаметра ( $M_D$ ) и коэффициента сортировки могут быть выявлены при анализе данных, представляющих собой статическую совокупность.

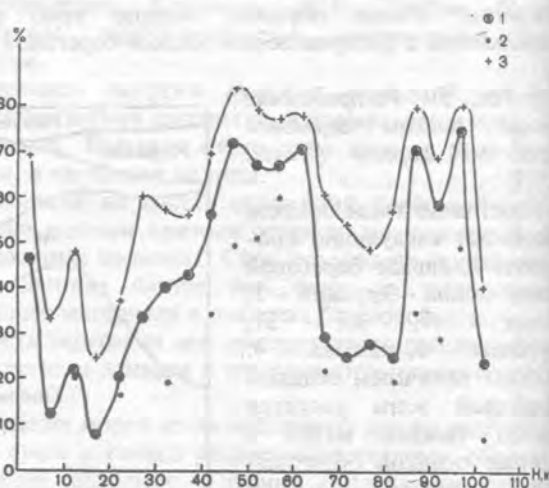
Для характеристики распределения  $M_D$  осадков различных районов шельфа океана и моря использованы 502 образца, а сортировки - 407 образцов. Итоги рассмотрения изменений гранулометрического состава осадков шельфа в зависимости от глубины приведены на рис. 60.

Рис. 60. Распределение гранулометрического состава донных осадков шельфа по глубинам:

1 - процентное содержание суммы фракций 0,25-0,5 мм и 0,5-1,0 мм;

2 - процентное содержание фракции 0,25-0,5 мм;

3 - процентное содержание суммы фракций 0,25-0,5 мм; 0,5-1,0 мм и половины фракции 0,1-0,25 мм.



При большом разнообразии осадков для береговой зоны характерно преобладание фракций среднего и мелкого песка. Даже в самых изменчивых диапазонах глубин максимумы частотного распределения сосредотачиваются именно в этих фракциях.

Для распределения  $M_D$  характерна большая изменчивость в пространстве, поскольку он сильно зависит от источника поступающего материала. Наибольшим постоянством отличается диапазон глубин от 0 до 15 м.

В основном отложения береговой зоны хорошо и умеренно сортированы. Максимальные частоты распределения соответствуют умеренной сортировке. Сортировка наносов повсеместно ухудшается при увеличении глубины. Намечается также ее связь с распределением медианного диаметра. Зоне глубин 0-15 м свойственна очень хорошая и хорошая сортировка.

Устанавливаются три диапазона в изменении распределения сортировки: первая, стабильная (0-45 м), - от очень хорошей до хорошей, вторая, изменчивая (45-65 м), - от очень хорошей до плохой, третья, стабильная (>65 м), - от плохой до очень плохой.

Ориентировочно оценивая глубину мористой границы береговой зоны ряда районов океана, подверженных интенсивному волновому воздействию, можно прийти к заключению, что она располагается на глубине около 60 м.

Уменьшение величины  $M_D$  происходит лишь при возрастании глубины до 30-35 м, глубже в береговой зоне наблюдается инверсия распределения крупности осадков, которая нарастает до глубины 40-45 м, а затем остается стабильной до глубины 60 м, ниже которой происходит резкое уменьшение крупности осадков.

Совершенная минералогическая дифференциация осадков возможна в том случае, когда осадки достаточно однородны по гранулометрическому составу (Невесский, 1967; Аксенов, 1972).

При однородном гранулометрическом составе осадков волновое воздействие также приводит к формированию их "нормальной" сортировки, при которой происходит селекция более тяжелых частиц в верхней части береговой зоны.

Подводя итоги сравнительному изучению осадков береговых зон открытых океанов, отметим следующие их особенности.

Состав осадков береговой зоны отличается сильной зависимостью от географической широты. При этом основным фактором, определяющим закономерности его распространения, является приток обломочного материала в береговую зону, объемы и вещественный состав которого в значительной мере обусловлены климатической зональностью стока. В отдельных районах береговых зон сток наносов за их пределы (главным образом в подводные каньоны) может влиять на состав наносов.

Второй важнейший фактор, определяющий дифференциацию осадков и границы береговой зоны, - энергия волнения, величина

которой, сама зонально обусловлена. Современные осадки волнового поля занимают основную часть поверхности шельфа в районах высоких потоков энергии. В таких районах достаточно четко проявляется нормальная сортировка наносов - убывающая с глубиной крупность распределения осадков и ухудшение их сортировки.

Ослабление действия волнения на берега экваториальных широт наряду с огромным притоком мелкозернистого аллювия способствует сохранению здесь инверсии гранулометрического распределения наносов, сохранению вблизи уреза наиболее тонкозернистых осадков. Обилие мелкозернистых осадков определяет в значительной мере и механизмы диссипации волновой энергии.

Пониженные значения притока волновой энергии к берегам арктических морей из-за кратковременного воздействия на берега определяют слабую сортировку осадков таких береговых зон и относительно меньшую глубину волнового воздействия. Постоянному нарушению сортировки осадков способствует воздействие льдов на подводный береговой склон, в том числе ледовый принос обломочного материала.

Третий фактор, определяющий распространение осадков береговой зоны, - деятельность организмов, главным образом карбонатредуцирующих. Наибольший вклад в состав осадков береговой зоны вносится организмами в экваториальной и тропической зонах областей, находящихся за пределами интенсивного поступления терригенных осадков. Важное место биогенные осадки занимают и в областях высокой первичной продукции органического материала. При совпадении таких областей с районами интенсивного волнового воздействия биогенный фактор все же оказывается преобладающим, что свойственно областям апвеллинга шельфов юго-западной Америки и юго-западной Африки.

Если в береговой зоне экваториальной области главный вклад в состав осадков вносится скелетными остатками карбонатредуцирующих организмов и водорослей, то на берегах умеренных широт преобладает седиментологическая роль захоронения органического вещества и панцирей диатомовых.

Биогенное поступление осадков во многих случаях определяет нарушения нормальной сортировки наносов в волновом поле, и степень выраженности последней зависит от соотношения между интенсивностью биогенной продукции и мощностью волнения.

## 12. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОТОКОВ С ПОВЕРХНОСТЬЮ СЫПУЧЕЙ СРЕДЫ

Основной характеристикой взаимодействия потоков жидкости с поверхностью сыпучей среды является скорость относительного движения. Поскольку деформируемая среда практически неподвижна, этой величиной оказывается скорость абсолютного движения потока  $u$ .

Величины характеристических скоростей, при которых сменяются механизмы взаимодействия потоков с дном, различны (Шуляк, 1971): 1) скорость начала взаимодействия поступательного потока с поверхностью сыпучей среды - начальная сдвигающая скорость  $u'_{кр}$  2) критическая скорость отрыва частиц от дна  $u''_{кр}$ ; 3) критическая скорость стирания деформации дна (рифелей, гряд и т.п.) -  $u'''_{кр}$ .

В поступательном потоке при скоростях, меньших  $u'_{кр}$ , частицы поверхности дна остаются неподвижными. Для частиц с диаметром 0,25 мм и плотностью 2,7 г/см<sup>3</sup>  $u'_{кр} = 18-20$  см/с. Для золотого потока  $u'_{кр} = 350-400$  см/с. При скорости потока, слегка превышающей  $u'_{кр}$ , количество движущихся по поверхности частиц очень мало.

Более интенсивное взаимодействие потока с дном начинается вблизи второй критической скорости  $u'_{кр}$ . При  $u > u'_{кр}$  в поток вовлекается значительное количество частиц, стирание деформаций дна происходит при  $u \geq u''_{кр}$ .

При скоростях потока  $u'''_{кр}$  деформированная поверхность сглажена, граница раздела "жидкость - сыпучая среда" образована довольно мощным слоем частиц, движущихся в полувзвешенном состоянии.

Если для поступательного потока критические скорости были определенными величинами, то для волнового потока они существенно зависят от состояния поверхности дна. Величина  $u'_{кр}$  волнового потока совпадает со значениями  $u'_{кр}$  поступательного лишь в том случае, если волновой поток взаимодействует с еще недеформированным дном. При взаимодействии с деформированной поверхностью величина критической скорости начала движения  $u'_{кр}$  снижается почти в 2 раза, что связано с сильным взаимным возмущением потока и поверхности дна. Подобно снижению  $u'_{кр}$  в волновом потоке, снижается и величина  $u''_{кр}$  уже в 4 раза. Сильно уменьшается и величина  $u'''_{кр}$ . Нижняя граница  $u'''_{кр}$  в волновом потоке порядка 40 см/с, тогда как в поступательном около 60 см/с.

Снижение первой критической скорости приводит к появлению в волновом потоке интервала скоростей так называемого слабого взаимодействия. В этом интервале взаимодействия ровная поверхность сыпучей среды остается недеформированной вне

зависимости от длительности воздействия волнового потока. Деформации появляются, если на поверхности среды уже имелись локальные неоднородности больше некоторой критической высоты.

Интервал скоростей  $u > u'_{кр}$  в волновом потоке называют интервалом сильного взаимодействия с дном. Его характеризует независимость процесса взаимодействия от состояния поверхности. В интервале сильного взаимодействия деформации создаются на всей поверхности одновременно.

Известно довольно много эмпирических связей, устанавливающих границы появления и стирания волновых рифелей. Обзор этих связей позволяет разделить их на три основные группы (Анцыферов, Аквис, 1995). В первой группе формул границы существования рифелей определяются по значению параметра

$$D = \frac{2a}{d}, \text{ во второй - по параметру вида } \Psi = \frac{U^2 \rho}{(\rho_s - \rho)gd}, \text{ а в третьей -}$$

по параметру вида  $\Psi = BD^n$ . Здесь  $a$  - орбитальный радиус движения части у дна,  $U$  - орбитальная придонная скорость,  $\bar{d}$  - средний размер донных частиц,  $\rho$  и  $\rho_s$  - плотности воды и твердых частиц,  $g$  - гравитационная постоянная,  $B$  и  $n$  - константы. Анализ показал, что каждый из исследователей, обладая ограниченным объемом данных, смог установить лишь грубые границы появления и исчезновения микроформ, а между тем границы полученного поля точек достаточно определенно аппроксимируются следующими зависимостями:

$$\text{для появления рифелей } \Psi = \exp(1,10 + 2,25 \cdot 10^{-4} D),$$

$$\text{для стирания рифелей } \Psi = \exp(5,48 - 189 \cdot D^{-0,8}).$$

В пределах очерченного этими кривыми поля располагается приблизительно 99% точек.

На основании теоретических соображений получена зависимость для сдвигающей скорости, которая согласуется с экспериментальными данными (Шуляк, 1971) и для предельных случаев мелких и крупных фракций оно соответственно гласит:

$$u'_{кр} = 0,19 \frac{\rho'gd^2}{\mu} \quad \text{и} \quad u_{кр} = 1,48 (\rho'gd)^{\frac{1}{2}}, \quad (12.1-2)$$

где  $g$  - ускорение силы тяжести;  $d$  - диаметр частиц;  $\rho$  - плотность воды;  $\rho' = \frac{\rho_s - \rho}{\rho}$ , где  $\rho_s$  - плотность наносов;  $\mu$  - вязкость воды.

Первое выражение учитывает вязкость жидкости, которая проявляет себя в пограничном ламинарном подслое. Границей перехода от него ко второму выражению служит размер кварцевых частиц около 0,18 мм.

### Общие кинематические соотношения для потока твердых частиц

Общие кинематические соотношения для установившегося потока твердых частиц справедливы как для ровной, так и для грядовой поверхности дна (Шуляк, 1971).

Для описания потока твердых частиц вводятся две величины. Первая из них -  $Q(z)$  - определяет перенос частиц на высоте  $z$  над поверхностью дна через единичное сечение в единицу времени. Она может быть выражена в весовых ( $\text{г/см}^2 \cdot \text{сек}$ ), объемных ( $\text{см}^3/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ ) единицах или количеством единиц ( $1/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ ). Вторая величина -  $Q_f$  является интегральной характеристикой потока частиц и относится ко всему вертикальному сечению потока единичной ширины. Она измеряется в ( $\text{г/см} \cdot \text{сек}$ ), ( $\text{см}^3/\text{см} \cdot \text{сек}$ ) или в ( $1/\text{см} \cdot \text{сек}$ ).

По определению, между величинами  $Q(z)$  и  $Q_f$  существует связь:

$$Q_f = \int_0^H Q(z) dz \quad (12.3)$$

Связь еще одной величины - функции плотности распределения частиц по вертикали  $S(z)$ , которая выражается в ( $\text{г/см}^3$ ), ( $\text{см}^3/\text{см}^3$ ) или в ( $1/\text{см}^3$ ), с величинами потока частиц выразится так:

$$Q(z) = S(z) \cdot v(z); \quad Q_f = \int_0^H S(z) v(z) dz, \quad (12.4)$$

где  $v(z)$  - горизонтальные составляющие скорости движения частиц на высоте  $z$  над дном.

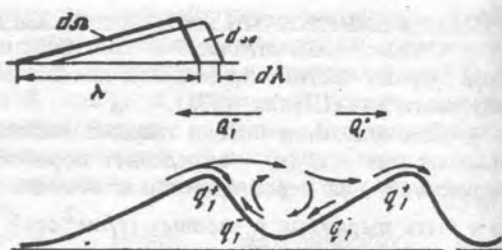
### Поток твердых частиц при поступательном движении

Если выразить поток твердых частиц над грядовой поверхностью в объемных единицах, то можно связать его со скоростью перемещения песчаных волн  $v_i$ . Пусть за время  $dt$  волна переместится на величину  $d\lambda$  (рис. 61). Тогда

$$v_i = \frac{d\lambda}{dt} = \frac{\lambda}{\tau} \quad (12.5)$$

Это выражение аналогично выражению для скорости волн на поверхности жидкости. Само перемещение волны в данном случае происходит путем переброски частиц с наветренного склона на ее

Рис. 61. Схема движения песчаных волн и вычисление потока частиц (Шуляк, 1971)



поверхности на подветренный склон. Объем единицы фронта волны определяется площадью вертикального сечения

$$\Omega = \alpha_i h_i \lambda_i \cdot 1 [cm] = \alpha_i h_i \lambda_i ,$$

так что  $d\Omega = \alpha_i h_i d\lambda_i$ , где  $\alpha_i = 0,6$  - коэффициент формы волны. Подстановка этого выражения в (12.5) дает

$$v_i = \frac{d\lambda}{dt} = \frac{d\Omega}{dt \alpha_i h_i} = \frac{\Omega}{\alpha_i h_i \tau_i} \quad (12.6)$$

Но, по определению, для единичного сечения

$$Q_f = \frac{d\Omega}{dt} = \frac{\Omega}{\tau_i} ,$$

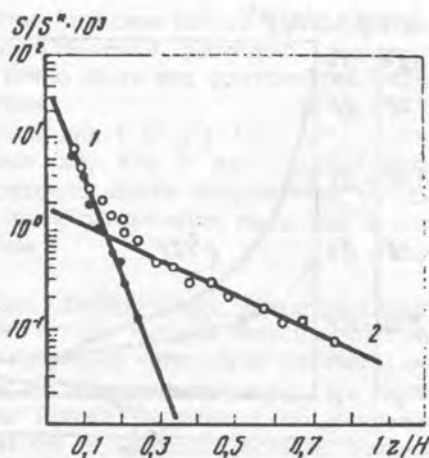
поэтому окончательно получаем

$$v_i = \frac{Q_f}{\alpha_i h_i} = \frac{\int_0^H Q(z) dz}{\alpha_i h_i} , \quad (12.7)$$

Выражение (12.7) очень важно, так как посредством элементарных измерений высот волн и скорости их перемещения позволяет определить величину потока частиц.

Для случая переноса твердых частиц по взвеси Б.А.Шуляк и С.А.Анцыферов определили выражения для  $S(z)$ ,  $Q(z)$  и  $Q_f$ , исходя из экспериментальных данных. Этими исследователями были установлены важнейшие в принципиальном отношении закономерности плотности распределения частиц по глубине потока. Оказалось, что функция  $S(z)$  имеет одну общую закономерность, которая иллюстрируется рис. 62, построенным в полулогарифмическом масштабе в безразмерных переменных  $S(z)/S^*$  и  $z/H$ , где  $H$  - глубина потока;  $z$  - вертикальная координата точки наблюдения, отсчитываемая вверх от уровня неподвижных частиц дна;  $S(z)$  - плотность распределения частиц на уровне  $z$ ;  $S^*$  - плотность укладки твердых частиц в уже неподвижном слое грунта.

Рис. 62. График зависимости функции плотности распределения частиц по вертикали потока  $S(z)$  (Шуляк, 1971) Точками показана вторая экспонента. Масштаб полулогарифмический; кружки - данные измерений по всей вертикали потока.



Во всем интервале глубин функция  $S(z)/S^*$  не может быть описана линейной зависимостью в полулогарифмическом масштабе. Линейная зависимость четко прослеживается в области больших  $z/H$ . Если продолжить линейную зависимость в область малых  $z/H$  и затем вычестить из значений  $S(z)/S^*$  значения, определяемые экстраполированной кривой, то их разности, представленные на рис. 62 точками, также ложатся на прямую. Следовательно, общая функция распределения  $S(z)/S^*$  может быть представлена суммой двух экспонент:

$$\frac{S(z)}{S^*} = \frac{S^{(1)}(z)}{S^*} + \frac{S^{(2)}(z)}{S^*} = A e^{-k_1 z} + B e^{-k_2 z}, \quad (12.7)$$

каждая из которых вносит основной вклад в общую плотность распределения частиц в своей области:  $S^{(1)}(z)/S^*$  - в придонной части потока толщиной порядка нескольких сантиметров,  $S^{(2)}(z)/S^*$  - в средней и верхней,  $A, B, k_1, k_2$  - постоянные.

Установленное выражение для функции распределения частиц по вертикали (Шуляк, 1971) позволяет определить положение максимума  $Q(z)$  для конкретного случая потока частиц в условиях плоскопараллельного движения жидкости и ровного дна. Пусть  $U=100$  см/с при  $H=20$  см и  $W_s=3$  см/с. При этих параметрах  $z \sim 0,6$  см (или  $z/H \sim 0,03$ ). Полученный результат показывает, что максимальная величина потока частиц приходится на самый нижний слой, непосредственно прилегающий к поверхности дна (рис. 63).

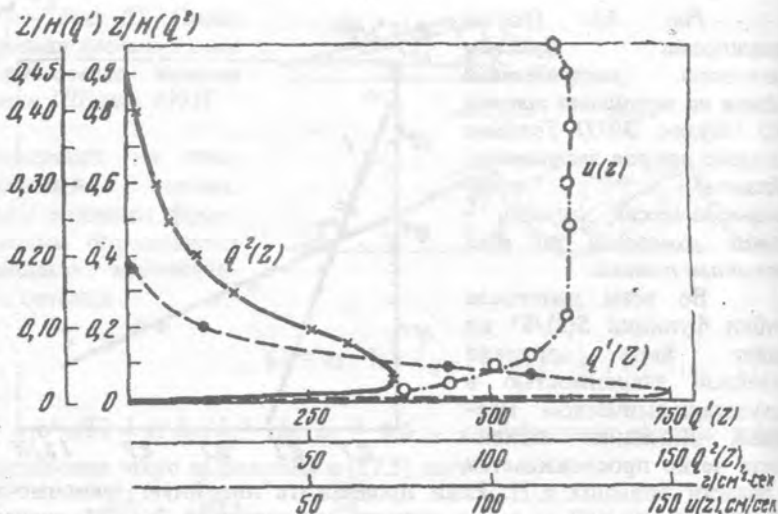


Рис. 63. Эпюра скорости потока  $u(z)$  и функций  $Q^{(1)}(z)$  и  $Q^{(2)}(z)$  (Шуляк, 1971). Скорость потока  $\sim 120$  см/с,  $H=20$  см,  $d=0,01-0,025$  см.

Для определения в общем виде интегрального потока

$$Q_f = \int_0^H Q(z) dz = \int_0^H S(z) [u(z) - w_s] dz \quad (12.8)$$

необходимо знать вид эпюры скорости  $u(z)$ .

Для практических расчетов хорошее приближение дает степенная функция:

$$u(z) = u \cdot \left( \frac{z}{H} \right)^{0,1} \quad (12.9)$$

После интегрирования получено, что функция интегрального потока частиц оказывается приблизительно четвертой степени от  $U$ . Формула дает величину потока частиц определенного размера и плотности, тогда как в эксперименте обыкновенно применяется материал, имеющий довольно большой разброс этих величин. Например, в материале использованном в одном из опытов, вместе с частицами среднего диаметра  $0,025$  см имеется значительное их число с  $d=0,030$  и  $0,010$  см. Вычисление  $Q_f$  для каждой из фракций дает:

$Q_f(0,030)=0,347$  г/сек.см,  $Q_f(0,010)=17,0$  г/сек.см, а для среднего диаметра

$Q_f(0,025)=2,26$  г/сек.см. Крайние значения потока частиц различаются в 50 раз. Поэтому для сопоставления расчетных выражений с экспериментальными, нужно точно знать вид функции распределения частиц по размерам и плотностям.

В случае грядовой фазы дна ( $U'_{кр} \leq U < U''_{кр}$ ) основные закономерности остаются теми же, что и для гладкой фазы. К полученным выражениям достаточно ввести поправочные множители. Поток частиц над грядовым дном оказывается примерно в два раза больше потока над гладким дном.

#### Поток твердых частиц в случае колебательного движения жидкости

Величина интегрального потока твердых частиц в гладкой фазе в волновом потоке составляет примерно четверть от величины расхода в поступательном потоке при тех же скоростях  $u^+=u$ . Но поскольку движение частиц в волновом потоке переменено по направлению, величина  $Q_f$  может отличаться значительно больше: например в абсолютно симметричном потоке, когда  $S_B=1$  и  $Q_f^+ = Q_f^-$ ,  $Q_f=0$ . По мере увеличения асимметрии он начинает возрастать, достигая максимума при  $S_B = 1,4$ , а затем асимптотически приближается к величине  $Q_f$  поступательного потока при переходе  $S_B \rightarrow \infty$ . В сильно асимметричном потоке, когда  $u^+ > u^-$ , перенос материала происходит в направлении распространения волны.

Так во время всех 20 серий экспериментов, проведенных в условиях действия асимметричных как регулярных, так и нерегулярных волн в широком диапазоне их параметров (Ribberink, Al-Salem, 1994), транспорт наносов происходил по направлению к берегу. Большинство экспериментов характеризовалось гладкой фазой движения наносов над ровным дном, лишь в шести экспериментах присутствовали небольшие рифели. В течение большинства измерений общий итоговый перенос осуществлялся в основном в слое мощностью от нескольких миллиметров до 1 см над дном.

Анализ итогового перемещения наносов, проведенный для различных периодов, привел к заключению о его четкой зависимости от третьей степени скорости для широкого диапазона измеренных скоростей. В соответствии с квазистационарностью транспортного процесса в течение волнового цикла, получена новая эмпирическая формула на основе корреляции безразмерной скорости переноса  $q_s(t)/w_s d_{50}$  в условиях плоского дна с функцией третьей степени безразмерного параметра мгновенной сдвигающей донной скорости  $u_*(t)/w_s = (0,5f_w)^{1/2} u(t)/w_s$ , где  $q_s(t)$  - транспорт частиц,  $w_s$  - гидравлическая крупность наносов,  $d_{50}$  - средний диаметр частиц,  $f_w$  - коэффициент донного трения,  $u(t)$  - придонная орбитальная скорость (рис. 64). Соответствующее уравнение может быть представлено в виде

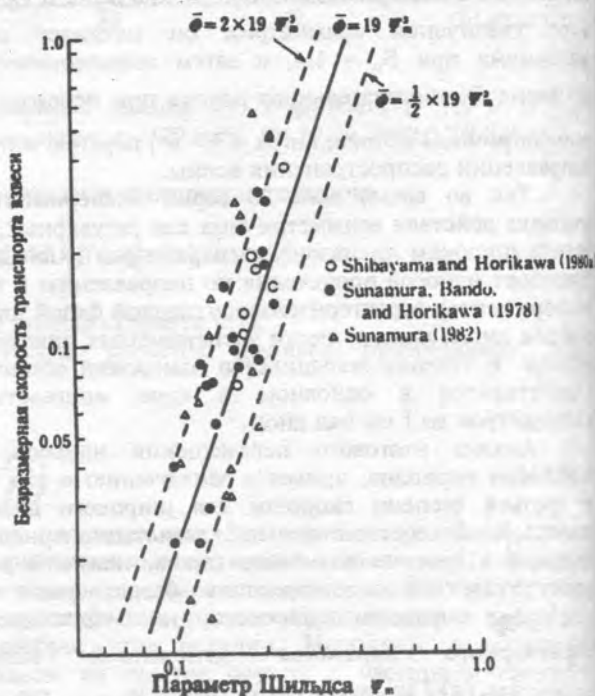
$$\frac{\langle q_s \rangle}{w_s D_{50}} = 4 \left\langle \frac{U_*'}{w_s} \right\rangle > 3, \quad (12.10)$$

где скобки означают осреднение за полный волновой цикл или полуцикл. Условия проведения комментируемых экспериментов отвечают реальным условиям берегов Дании для глубин от 5 до 25 м.

Присутствие рифелей и связанных с ними вихревых движений в придонном слое оказывает существенное влияние на величину и направление общего транспорта наносов. Во время одного из экспериментов с наименьшими величинами скоростей и самыми крупными рифелями отмечено сильное уменьшение общего транспорта наносов. Это, по-видимому, обусловлено значительным транспортом взвеси, направленным в море и вызванным развитием вихрей. В асимметричном потоке в грядовой фазе расход частиц обычно направлен в сторону, противоположную направлению волнового потока. Этот эффект связан с перераспределением направлений потоков частиц во взвеси по полупериодам волны.

Рис. 64. Безразмерные скорости транспорта наносов волновым потоком над горизонтальным дном в зависимости от безразмерного параметра придонного сдвига (Ribberink, Al-Salem, 1994)

Величина самого потока частиц при грядовой фазе приблизительно в 30 раз больше, чем над ровной поверхностью. В поступательном потоке различие достигало лишь 2-2,5, т.е. было на целый порядок меньше, чем в волновом.



### 13. ПОПЕРЕЧНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ

Чередование волнений разной силы обуславливает передвижение наносов на пляже и подводном склоне в пределах глубин наносодвижущего действия волн. В зависимости от направления подхода волн и направления течений перемещение наносов может происходить как по нормали к береговой линии, так и вдоль нее. Наиболее обычны перемещения наносов под некоторым углом к береговой линии, так что всегда в таком движении можно различить поперечную и продольную составляющие.

При действии волновых орбитальных скоростей в придонном горизонте происходят колебательное, переменное по направлению движение частиц. Если прямые (направленные в море) орбитальные скорости равны по величине и продолжительности действия, то частицы грунта совершают осциллирующее движение вперед и назад по лучу волны, в итоге оставаясь на месте. Однако из-за асимметрии свойств волнового потока прямые и обратные скорости, а также продолжительность их действия неравны: обыкновенно при преобладании общей длительности обратного переноса абсолютные значения прямых скоростей превышают значения обратных скоростей. Это означает, что частицы крупные (тяжелые), имеющие относительно большее значение сдвигающей скорости, на горизонтальном дне будут перемещаться в сторону берега, а частицы мелкие (легкие), напротив, будут сдвигаться в сторону моря. Возможность перемещения в одном потоке наносов различной крупности (плотности) в противоположные стороны составляет важнейшее качественное отличие волнового потока от поступательного (рис. 65).

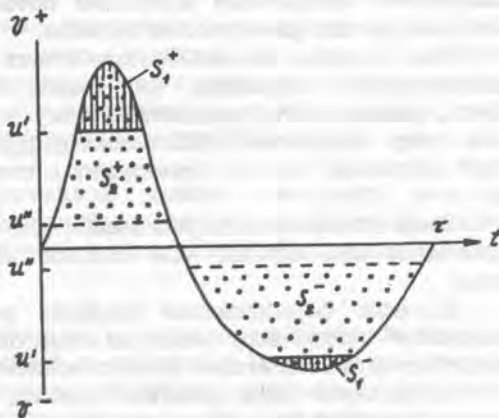
Рис. 65.

Распределение орбитальных скоростей за период волны.

Для высоких сдвигающих скоростей  $u'$  движение крупнозернистых частиц происходит к берегу (заштрихованные площади пропорциональны пути движения наносов, то есть  $S_1^+ > S_1^-$ ).

Для низких сдвигающих скоростей  $u''$  движение

мелкозернистых частиц происходит в сторону моря:  $S_2^+ < S_2^-$  (площади, пропорциональные пути движения частиц, обозначены точечным крапом).



Однако движение частиц на подводном склоне, кроме асимметрии волнового потока, зависит еще и от составляющей силы тяжести, которой определяется в частности различная величина сдвигающих скоростей вверх и вниз по склону. И все же влияние положительной асимметрии волнового потока оказывается столь существенным, что крупнозернистые наносы даже на крутых склонах перемещаются вверх до тех пор, пока действие асимметричных волновых скоростей не уравнивается действием составляющей силы тяжести. Одновременно другие (относительно мелкие и легкие) частицы будут сдвигаться вниз по профилю подводного склона, пока значение орбитальных скоростей с увеличением глубин не снизится до уровня сдвигающих скоростей или не уравнивается действием противоположно направленных скоростей. Если на подводном склоне каждая из частиц разной крупности и плотности передвинулась в такое положение, при котором она совершает возвратно-поступательное движение при отсутствии итогового перемещения, это означает, что частицы на профиле подводного склона пришли в состояние динамического равновесия с волнением. Такой профиль можно рассматривать как профиль динамического равновесия для данного установившегося волнения. Он представляет собой вогнутую вверх кривую, кривизна которой растет по направлению к берегу.

Поскольку сдвигающие скорости для крупнозернистых частиц выше, то в соответствии с законом затухания волновых скоростей с глубиной и при действии асимметрии крупность частиц убывает вниз. Более крупные частицы находятся в равновесии на более крутых участках профиля.

Чем сильнее волнение (следовательно, чем более выражена положительная асимметрия волнового потока), тем круче профиль равновесия для всех размерностей наносов.

Как правило, волнение воздействует на профиль, созданный предшествующим волнением или совокупностью волнений. Для профиля, равновесного предшествующему волнению, обычно можно указать зону сохранения равновесия — нейтральную линию, выше которой движение наносов происходит в сторону берега, а ниже — в море.

Зона динамического равновесия для частиц одной крупности располагается тем глубже, чем сильнее волнение — чем меньше частицы.

Процесс формирования профиля равновесия есть процесс "расширения" нейтральной линии до зоны, охватывающей всю область наносодвижущего воздействия данного волнения.

Изложенная схема движения наносов, выдвинутая итальянским исследователем Корналя и последовательно развитая В.П.Зенковичем (1948, 1962), применима лишь для наносов, движущихся в придонном горизонте влечением, или качением; для частиц движущихся в виде взвесей или полувзвесей, она неприемлема.

Несмотря на критическое отношение к довольно произвольному характеру использования асимметрии придонных орбитальных скоростей и к положению об универсальности качения частиц на подводном склоне, результаты, полученные таким путем, не кажутся далекими от действительности (Лонгинов, 1963):

1. Профиль берегового склона, находящийся в равновесии и сложенный катучими наносами одинаковой крупности, можно рассматривать как зону динамического равновесия частиц, движущихся возвратно-поступательно при действии волновых скоростей и силы тяжести. При изменении волнового режима на профиле обычно прослеживается область сохранения равновесия - нейтральная линия, выше которой движение частиц происходит в сторону берега, а ниже - в море. Профиль равновесия представляет собой вогнутую вверх кривую, кривизна которой растет к берегу.

2. На профиле, сложенном частицами различных параметров, при равновесии устанавливается распределение, при котором крупность убывает с ростом глубины и более крупные частицы находятся в равновесии на более крутых участках профиля.

3. Чем сильнее волнение, тем круче профиль равновесия для всех крупностей.

4. В процессе выработки профиля равновесия на любом участке профиля возможно встречное движение частиц различной крупности - более крупные частицы будут продвигаться к берегу, а более мелкие - от берега.

Для анализа наносодвижущего действия волнения, исходя из сведений о движениях воды в придонном слое, создан метод условных суммарных импульсов (Лонгинов, 1958). В основу метода положено допущение, что перемещение наносов в придонном слое связано с горизонтальными волновыми давлениями в придонном слое. Средняя скорость перемещения масс наносов за период действия установившегося волнения предполагается пропорциональной среднему импульсу давлений, способных передвигать донные наносы, то есть произведению давления на время его действия.

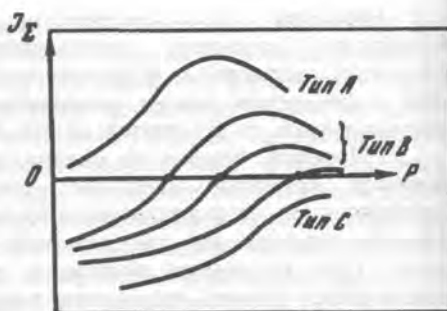
Величина алгебраической суммы движущих импульсов, получаемая для группы давлений, соответствующей началу движения определенной фракции наносов, и была названа "условным суммарным импульсом".

Суммирование условных импульсов производится от групп с большим значением давлений к группам с меньшим их значением, поскольку фракция наносов, начавшая движение при меньшем давлении, продолжает двигаться и при больших его значениях.

На основе измерений в придонных условиях В.В. Лонгинов различает три типа распределения: А, В и С (рис. 66).

Рис.66. Графики распределения условных суммарных импульсов по группам давлений (Лонгинов, 1958)

В типе А все суммарные импульсы имеют положительные значения, т.е. движение наносов происходит в сторону берега. Подтип А<sub>0</sub> характеризуется



максимальным импульсом в группе наименьших давлений (мелкие частицы в движении к берегу обгоняют крупные), подтип А<sub>0</sub> обладает максимумом положительных импульсов, от которого импульсы убывают в обе стороны. Следовательно, существует оптимальный диаметр частиц, которые при перемещении к берегу обгоняют как сравнительно мелкие, так и более крупные частицы. Тип В по форме кривой напоминает подтип А<sub>0</sub>, сдвинутый вниз до пересечения с осью абсцисс. Движение частиц при этом типе распределения направлено противоположно для наносов разной крупности: крупные частицы сдвигаются к берегу, мелкие — в сторону моря. В типе распределения С имеются лишь отрицательные импульсы с максимальными значениями, соответствующими наименьшим давлениям (все частицы движутся в море, причем мелкозернистые обгоняют относительно крупнозернистые наносы).

Сопоставляя типы распределения суммарных импульсов для разных глубин подводного склона, приходим к выводу, что при уменьшении глубин характерные давления возрастают. Одновременно происходит общий рост абсолютных значений положительных импульсов. Если для приглубого берега такой характер изменения импульсов наблюдался неизменно, то на отмеле берегу возрастание значений положительных импульсов при уменьшении глубины в некоторых случаях сменяется распределением импульсов в группах давлений по типу В вблизи зоны разрушения.

Из наблюдений следует, что суммарные импульсы на наклонном профиле изменяются от нарастания через постоянство к убыванию и их затухание происходит с уменьшением относительной высоты волны. Трансформация профиля прямолинейного склона, сложенного наносами, будет происходить следующим образом. В нижней части профиля, в области нарастания импульсов, должен происходить размыв — при большой крутизне склона нарастание импульсов по экспоненте ведет к формированию выпуклого отрезка профиля; при малой крутизне склона нарастание импульсов по линейному закону вызовет равномерное углубление профиля. В области постоянства импульсов, которая наиболее четко выражена на профилях малого уклона, начинается аккумуляция — выпуклый

профиль переходит сначала в прямолинейный, а затем в вогнутый. При дальнейшем уменьшении глубины резко падает величина положительных импульсов, а на от мелом склоне возникают даже отрицательные импульсы. Эта верхняя область подводного склона, примыкающая к области максимальной аккумуляции, является зоной ослабленного прямого или обратного движения наносов, что приводит к формированию здесь аккумулятивного тела - подводного вала или террасы. По мере роста этого аккумулятивного тела лежащая за ним акватория изолируется, а волнения более сильные формируют на морском склоне вала распределение импульсов, подобное тому, которое существовало до появления вала. Отрицательные импульсы теперь направлены от гребня вала в сторону моря и на некоторой большей глубине при взаимодействии с положительными импульсами формируется вторая зона аккумуляции (второй подводный вал).

Для формирования области подводной аккумуляции, вообще говоря, благоприятен некоторый определенный диапазон уклонов склона. В случае очень крутого склона первый вал примыкает к урезу. При малых уклонах образование валов также затруднено, поскольку создаются условия для ослабления интенсивности сточных движений воды, а кривая изменения импульсов сильно растягивается, - области аккумуляции и размыва плавно переходят одна в другую, четко выраженная аккумуляция отсутствует.

Учитывая действие составляющей силы тяжести при движении грубозернистых наносов на крутом склоне, можно прийти к выводу о возможности аккумуляции и в нижней части склона. Верхняя зона аккумуляции в этом случае формируется лишь после размыва, приводящего к уменьшению уклона выше расположенной части склона. Равновесный профиль в таком случае примет вид плавной кривой, вогнутой в нижней и выпуклой в верхней частях, которые сопряжены почти прямолинейным отрезком в средней части склона. Такой профиль наиболее типичен для аккумулятивной береговой зоны.

Установившееся динамическое равновесие на профиле при нормальной (уменьшающейся с глубиной) крупности наносов меняется при изменении силы волнения. Ослабление волнения, эквивалентное снижению относительной высоты волны на всех глубинах, сопровождается сдвигом в сторону берега кривой распределения асимметрии импульсов. Сдвигается к берегу и область аккумуляции - наносы в зоне аккумуляции продвинулись к урезу на береговой склон подводного вала, а его мористый склон будет размываться.

Усиление волнения, эквивалентное увеличению относительной высоты волны на всех глубинах, сопровождается сдвигом аккумуляции в море и размывом верхней части аккумулятивной области профиля, равновесного предыдущему волнению, что может повлечь за собой частичный перенос материала в сторону берега.

В прибойном потоке общую схему изменения суммарных импульсов вдоль профиля пляжа можно выразить следующими закономерностями (Лонгинов, 1963):

1. До последнего разрушения волны у основания пляжа, несмотря на периодическое осушение нижележащей части склона, суммарные импульсы распределены по типу В.

2. В средней части прибойного потока на осушаемой поверхности пляжа суммарные импульсы полностью положительны, снижаясь в группе малых давлений.

3. В верхней части пляжа абсолютная величина импульса и диапазон давлений снижается, а распределение импульсов соответствует типу В.

При усилении волнения произойдет общее расширение области движения наносов в прибойном потоке с преимущественным сдвигом всех типов распределения суммарных импульсов вверх по склону. В реальных условиях это приводит к размытию наносов на значительном протяжении аккумулятивного участка профиля, равновесного волнению меньшей силы, к отступанию уреза и смещению верхней аккумулятивной области по пляжу. Следствием расширения области воздействия прибойного потока будет постепенность переходов между типами распределения импульсов на разных участках пляжа и усиление роли вторичных факторов (например, фильтрации в толщу грунта).

При ослаблении волнения происходит сужение области движения наносов в прибойном потоке. На ранее размывавшейся поверхности надводной части пляжа происходит аккумуляция, урез сдвигается в сторону моря.

Совершенно сходные явления размыва и аккумуляции на пляжах имеют место при смене сезонов года.

Известно, что сезонные изменения профиля береговой зоны, ярко выраженные в ее верхней части, связаны с сезонным изменением волнового режима. Различают так называемые зимние (штормовые) профили, характеризующиеся уменьшением уклонов в зоне пляжа и наличием подводных песчаных валов, и летние (нормальные) профили, для которых характерны более крутые уклоны пляжа и отсутствие подводных валов.

Чередование зимних и летних профилей связано с сезонными изменениями крутизны волн. Зимние штормовые волны круче и имеют тенденцию размывать пляж, а мористее, за счет поступления наносов сверху, возникает подводный вал. Летние волны меньшей крутизны подают наносы к берегу и восстанавливают пляж полного профиля. Лабораторные опыты выявили, что значение крутизны волн, отделяющее формирование зимних и летних профилей, приблизительно равно  $h_0 / \lambda_0 = 0,025$ . При воздействии волн с крутизной, превышающей это значение, формируются зимние профили, а при действии волн с крутизной меньше переходного значения, - возникают летние профили.

Между тем, у некоторых исследователей возникали сомнения и относительно переходного значения крутизны волн, а также факторов, определяющих это значение. Японские исследователи нашли, что

отношение высоты волны к диаметру наносов - важный фактор, определяющий величину переходного значения крутизны волн.

Удачная эвристическая модель поперечного перемещения на профиле, учитывающая гидравлическую крупность частиц, представлена Р.Дином (1973). В соответствии с реальностью предполагается, что работа разрушающихся волн достаточна для перемещения песка во взвеси, по крайней мере, в части столба воды. После фазы взвешивания до возвращения частицы на дно направление ее итогового перемещения зависит от соотношения поля скоростей и длительности движения воды в сторону берега и обратно. Если время падения частицы относительно мало по отношению к периоду волны, то частица будет передвигаться преимущественно в сторону берега. Если же время падения сравнимо с периодом волны, то частица будет сдвигаться в сторону моря.

Допустим, что во время разрушения волны песчаная частица взвешивается на уровень  $S$ , пропорциональный высоте разрушающейся волны:

$$S = \beta h_p \quad (13.1)$$

в котором  $\beta$  меньше, но порядка единицы. Время  $t$ , требующееся для оседания частицы на глубину дна, зависит от ее гидравлической крупности  $w$ , являющейся функцией размера, плотности и формы частицы;

$$t = \frac{S}{w} \quad (13.2)$$

Полагая, что горизонтальная скорость движения воды однородна по глубине, итоговое движение воды во время падения частицы будет происходить в сторону берега, если время ее падения меньше полупериода волны; если же время падения больше полупериода, но меньше периода волны, итоговое движение частицы во время падения будет направлено в сторону моря. Комбинацией уравнений (1) и (2) это можно выразить как

$$\frac{2\beta h_p}{wT} \begin{cases} < 1 & \text{движение к} \\ & \text{берегу} \\ > 1 & \text{движение в море} \end{cases} \quad (13.3)$$

что может быть представлено в виде

$$h_p / (g \tau^2 / 2 \pi) \left\{ \begin{array}{l} < \frac{\pi w}{\beta g \tau} \\ > \frac{\pi w}{\beta g \tau} \end{array} \right. \quad (13.4)$$

$$\text{или } \frac{h_p}{\lambda_o} \left\{ \begin{array}{l} < \frac{\pi w}{\beta g \tau} \\ > \frac{\pi w}{\beta g \tau} \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{движение к берегу} \\ \text{(нормальный профиль)} \\ \\ \text{движение в море} \\ \text{(штормовой профиль)} \end{array} \quad (13.5)$$

Выражение (13.5) может служить для предсказания появления нормального или штормового профиля при действии разнообразных волновых условий и их сочетании с характеристиками наносов.

Однако предсказание вида профиля в зависимости от параметров волн или некоторых характеристик состава наносов недостаточно, когда необходимо знание конкретных величин объемов наносов, в особенности перемещаемых в зоне пляжа. Эта задача особенно важна для проектирования свободных пляжей - наиболее прогрессивного метода берегоукрепления, где необходим учет характеристик отсыпаемых наносов, параметров волн, воздействующих на отсыпку, а также прогноз поперечных переформирований рельефа. Некоторые работы (Seelig, 1983), по-видимому, открывают возможность такого учета. Экспериментальные данные, полученные в длинном волновом лотке Центра прибрежных исследований Армии США, собранные в широком диапазоне волновых условий: период волны изменялся от 3,75 до 16 с, а высота волны в зоне разрушения - от 1,0 до 2,3 м. Был использован однородный песок с двумя размерами медианных диаметров - 0,22 и 0,39 мм. Этим размерам соответствовали значения гидравлической крупности - 3,1 и 5,9 см с<sup>-1</sup>. Опыт проводился на исходном пляже, имевшем крутизну 1:15. После 15 часов воздействия волн на пляж, сложенный относительно мелкозернистым песком, при высоте волны в зоне разрушения 2,1 м и периоде 11,3 с пляж отступил, тогда как пляж, сложенный более крупнозернистым песком, напротив, выдвинулся (рис.67).

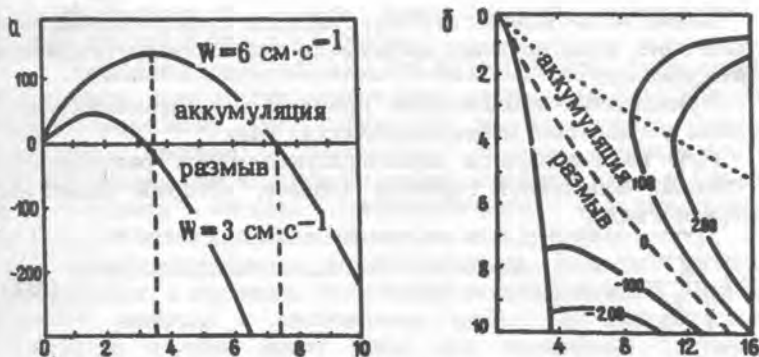


Рис. 67. Предсказанные объемы аккумуляции и размыва пляжей (Seelig, 1983): а. По вертикали - объемы пляжевых изменений, куб. футов на фут пляжа; по горизонтали - высота волн в зоне разрушения, футов (начальный уклон пляжа 1:15, период волны - 10 с). б. По вертикали - высота волн в зоне разрушения, футов; по горизонтали - период волн, с. Сплошные оцифрованные линии на графике - объемы изменений пляжа, сотни куб. футов на фут пляжа (исходный уклон пляжа 1:15, гидравлическая крупность песка  $6 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ )

Изменения объема пляжа даны в виде функции высоты волны в зоне разрушения для осадков разных гидравлических крупностей. Например, пляж, сложенный песком с гидравлической крупностью  $6 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ , обнаруживает следующие тенденции: аккумуляцию при высотах разрушающихся волн менее 2,3 м (7,4 фута), максимум аккумуляции на пляже достигается при действии высот волн 1,1 м (3,5 фута), при воздействии волн с высотой 2,3 м на пляже отсутствуют изменения объема, а при действии волн с высотой более 2,3 м пляж подвергается размыву. Пляж, сложенный материалом меньшей гидравлической крупности, обладает меньшими потенциальными возможностями для аккумуляции (рис. 67а).

Соответствующая информация может быть представлена в другой форме: в виде предвычисленных объемов изменений на пляже с известной крупностью наносов в функции параметров волн - периода и высоты волны в зоне разрушения (рис. 67б). Прерывистая линия отделяет области размыва от областей аккумуляции на данном исходном профиле с крутизной 1:15. Например, воздействие волн с периодом 8с и высотой 1,9 м (6,2 фута) не вызовет изменений рельефа. Область выше и правее штриховой линии, включающая различные комбинации высот и периодов волн, попадающие на одну и ту же сплошную линию, будет характеризоваться одной величиной объемной аккумуляции. Точечная линия дает положение таких параметров волн, которые определяют максимальную аккумуляцию при данном уклоне и составе наносов пляжа.

Линия А на графике отвечает границам существования волн в береговой зоне, лимитируемым предельным значением крутизны волны до ее разрушения.

Приведенные возможности прогноза морфодинамики пляжа обсуждены для действия монохроматических волн.

При количественной характеристике типов разрушающихся волн обычно используют параметр Батъеса, который может быть представлен в виде:

$$\beta = i \sqrt{\frac{g\tau^2}{h_p}} \quad (13.6)$$

где  $i$  - уклон пляжа,  $\tau$  - период,  $h_p$  - высота волны в зоне разрушения. Другой важной характеристикой является отношение времени действия прибойного потока к периоду волны - параметр Кэмпа. Была установлена связь параметра Кэмпа с рельефом прибойной зоны в типом обрушения волн. Объединение этих двух параметров привело к эмпирическому выражению (Морозов, Кошельник, 1984):

$$\frac{t_{НАК}}{\tau} = \frac{2,5}{\beta} \quad (13.7)$$

где  $t_{НАК}$  - период наката. Определяя начало разрушения волны от бровки ступени, а не от места окончательного опрокидывания. С.А.Катков (1986) дает эту связь в измененном виде:

$$\frac{t_{НАК}}{\tau} = \frac{4}{\beta} \quad (13.7a)$$

Если представить зависимость параметра Кэмпа от относительной высоты разрушающейся волны, то "резонанс" всей системы имеет место при ныряющем обрушении и значении

параметра  $\frac{t_{НАК}}{\tau} = 1$ . Если,  $\frac{t_{НАК}}{\tau} < 1$ , то происходит нагон в зоне

наката и размыв верхней части профиля берега, при  $\frac{t_{НАК}}{\tau} > 1$  имеет

место нагон перед зоной разрушения и аккумуляция в верхней части профиля. Следовательно, асимметрия прибой - главная причина изменения рельефа пляжа.

При значениях  $\frac{t_{НАК}}{\tau} > 2$  возникновение относительных низкочастотных колебаний по сравнению с периодом подходящих волн, и развитие пляжа происходит в так называемой

инфрагравитационной области взаимодействия, характерной для песчаных пляжей и отмелей берегов.

#### Дифференциация наносов при их поперечном перемещении.

В волновом поле может происходить дифференциация наносов по гранулометрическому (по крупности) и минералогическому (по плотности) составам. Достаточно полная минералогическая дифференциация обломочного материала возможна лишь в том случае, если материал прошел предварительную гранулометрическую сортировку и более или менее однороден по крупности.

Гранулометрическая дифференциация. Волновое воздействие быстро затухает с глубиной. Естественно поэтому ожидать уменьшения крупности наносов с увеличением глубин. И действительно, в большинстве случаев имеет место так называемая "нормальная" сортировка наносов на подводном склоне. Асимметрия внутренних свойств волны наряду с возрастанием придонных скоростей при уменьшении глубин обуславливают устойчивость такого распределения наносов по крупности. Максимум медианного диаметра наносов в этом случае соответствует области разрушения волны.

Обычно гранулометрический состав наносов подводного склона довольно постоянен и заметно нарушается только во время необычных по силе штормов. Наибольшее практическое значение приобретают те изменения состава наносов, которые связаны с источниками их поступления на подводный склон.

Твердый сток крупной реки может нарушать волновую сортировку наносов. Если он соизмерим с транспортирующими возможностями волнового потока, то дифференциация обломочного материала, поступающего с суши, происходят чрезвычайно быстро. Крупнообломочный материал уже в нескольких сотнях метров от устья реки выбрасывается вверх, а мелкозернистые частицы сдвигаются книзу, отчасти выходя даже за пределы зоны волнового воздействия. При большом объеме твердого стока реки нарушения нормальной сортировки наносов становятся устойчивыми.

Нарушения нормальной волновой сортировки наносов могут произойти при размыве на подводном склоне пород иного гранулометрического состава.

Если на нижней границе береговой зоны формируются наносы биогенного происхождения, то нередко в береговой зоне имеет место и обратная сортировка этого материала.

На пляже фактором дифференциации наносов является прибойный поток. Распределение крупности пляжевого материала полностью следует распределению скоростей прибойного потока. Максимум медианного диаметра свойствен зоне разрушения и береговому склону пляжевого вала. При движении вверх по пляжу крупность наносов обычно уменьшается.

Усиление волнового воздействия, как правило, сопровождается общим увеличением крупности слагающих пляж наносов. Отдельные жестокие штормы могут даже приводить к необратимой замене

песчаных осадков галечными. Однако типичнее медленные изменения крупности пляжевых отложений, связанные, например с сезонной неравномерностью волновых условий. Самые мелкие наносы на пляжах Калифорнии наблюдаются ранней осенью после летнего сезона, когда энергия волн заметно меньше, чем зимой. Наиболее крупный песок слагает пляж в феврале, когда проходят сильнейшие штормы.

Региональные отличия в поперечной сортировке наносов могут быть связаны с различным положением участков пляжа. Наветренный участок пляжа отличается несравненно более крупным материалом по сравнению с подветренным участком, защищенным от волнового воздействия мысом. Пляж чрезвычайно чувствителен к изменениям волнового воздействия, градиенты изменений гранулометрического состава здесь наиболее значительны, подводный же склон более устойчив к изменениям параметров волн.

Кроме гранулометрической сортировки поверхностных отложений подводного склона, при воздействии волнения в толще грунта мощностью до 1,8 м происходит сортировка по крупности грубого гравийного материала опускается в нижние горизонты.

#### Минералогическая дифференциация

Совершенная минералогическая дифференциация наносов возможна лишь в том случае, когда наносы достаточно однородны по гранулометрическому составу.

Для наиболее важных в промышленном отношении минералов береговой зоны - ильменита, рутила, циркона и монацита сдвигающие скорости имеют значительно большие величины по сравнению с равновеликими частицами кварца и полевых шпатов. Наибольшее количество минералов тяжелой фракции с удельным весом более 4 г/см<sup>3</sup> приходится на размерности мелкого песка (0,1-0,25 мм) и крупного алеврита (0,05-0,1 мм). Процентное содержание тяжелых минералов в крупном алеврите обычно больше, чем в мелком песке, но если учесть преобладание в береговой зоне фракции мелкого песка, то абсолютное количество тяжелых минералов в мелком песке значительно превосходит их содержание в крупном алеврите. Поэтому сколько-нибудь значительные концентрации тяжелых минералов в береговой зоне могут создаваться за счет сортировки песчаных наносов, относительно более крупных по сравнению с частицами тяжелых минералов. Так, значения сдвигающей скорости пироксена и титаномагнетита размерности мелкого песка 25-36 см/сек соответствуют сдвигающим скоростям для кварцевых частиц крупностью 0,5-1,8 мм.

Для накопления концентрата тяжелых минералов на подводном склоне, придонные скорости должны быть достаточно высокими, чтобы обеспечить удаление песчаных частиц кварца или иной вмещающей породы. Такие условия возникают уже вблизи нижней границы береговой зоны, где располагается первая из областей накопления тяжелых минералов. Изучение распределения донных

наносов у калифорнийского побережья, привело к выводу, что одна из областей концентрации тяжелых минералов находится на глубинах 18-27 м.

В некоторых случаях сепарация тяжелых минералов может происходить в пределах подвижного слоя. В процессе волнения тяжелые частицы затапливаются в толще наносов. Так, на берегах Курильских островов на глубине 20 м максимум концентрации тяжелых минералов, превышающий поверхностную концентрацию в 3-4 раза, устанавливается в 20 см от поверхности (Павлидис, 1965, 1968).

Однако образование значительной толщи тяжелых минералов таким путем невозможно, поскольку наряду с обогащением нижележащего прослоя происходит резкое обеднение тяжелыми минералами поверхностного горизонта, а общее нарастание мощности продуктивного горизонта сдерживается малой величиной подвижного слоя, которая даже во время сильнейших волнений не превосходит 20-30 см.

Наибольшие объемы масс перемываемого песчаного материала характерны для области подводного вала, а также его мористого склона. Высокая подвижность песка в этой области, наибольшая глубина проникновения волнового воздействия в толщу грунта, достаточные градиенты скоростей потока и уклонов, - все эти условия приводят к повышенному содержанию тяжелых минералов в области первого со стороны моря штормового вала. Поскольку на гребне вала и его мористом склоне имеет место высокая турбулентность, происходит постепенное проникновение тяжелых частиц на предельную глубину взвешивания наносов. Этот процесс ведет к замещению легких частиц тяжелыми в толще отложений подводного вала. Процесс концентрации тяжелых частиц ограничен при морфодинамической стабильности подводного вала. Если вал испытывает направленное смещение в сторону берега при достаточной энергии волнения и наличии первичного источника тяжелых минералов, то результатом такого поперечного перемещения будет формирование обширной зоны песка, обогащенного тяжелыми минералами.

Область наиболее интенсивной концентрации тяжелых минералов расположена также на поверхности пляжа, где распределение скоростей прямого и обратного заплеска ведет к направленной селекции частиц большей гидравлической крупности. Именно в зоне пляжа расположено большинство наиболее крупных эксплуатируемых месторождений россыпных тяжелых минералов, в том числе - золота, касситерита, ильменита, магнетита.

Еще одной областью, представляющей интерес для поиска концентраций тяжелых минералов, являются пояса дюн, часто окаймляющий пляж. При наличии достаточно сильных ветров со стороны моря возможно направленное накопление в дюнном поясе тяжелых минералов, поскольку относительно легкие частицы оказываются смещенными в сторону суши. Месторождения тяжелых минералов, сформированные таким способом, известны на побережье

Австралии. Значительную селекцию металлических монет в верхней части песчаного пляжа на побережье Колхиды автор наблюдал при штормовом ветре с моря вблизи устья р.Ингури. Этот процесс ярко моделирует накопление тяжелых минералов золотым путем и дает необычные возможности обогащения студентам, отдыхающим на часто посещаемых пляжах, а также испытывающим интерес к геоморфологии морских берегов.

#### Профиль динамического равновесия

Классическая постановка вопроса о профиле динамического равновесия подводного берегового склона исходит из концепции нейтральной (нулевой) линии, созданной П.Корнальем в 1881 г.

Основой для создания концепции послужили представления о различиях скоростей и длительности прямого (к берегу) и обратного (в море) движений воды при действии волн. В последующем концепция была дополнена экспериментальным материалом (Зенкович, 1962). Равновесие рассматривается как сумма действия противоположно направленных факторов. Один из них - асимметрия волновых скоростей, обуславливающая перемещение наносов в сторону берега, другой - составляющая силы тяжести, вызывающая смещение наносов вниз по уклону. Равновесным считается тот участок склона, на котором движение частицы в сторону берега, компенсируется обратным перемещением, так что итоговый транспорт наносов равен нулю. Процесс выработки профиля динамического равновесия есть процесс расширения участка равновесия на весь подводный береговой склон.

Процесс формирования профиля динамического равновесия для ряда наиболее типичных условий подводного берегового склона в аналитическом виде сформулирован А.Бовеном (Bowen, 1980). Им введено минимальное число предпосылок для создания теории движения.

Орбитальная скорость поступающих волн обеспечивает преобладающее движение. Скорость  $u$  содержит две компоненты, симметричную орбитальную скорость  $U_0$  и перемещение  $U_1$ ,

$$u = U_0 + U_1 \quad (13.8)$$

В общем случае  $U_0 \gg U_1$ .

Для иллюстрации модели транспорта наносов на профиле использованы уравнения Р.Бэгнольда (Bagnold, 1963, 1966).

Если считать  $u$  скоростью, направленной в сторону моря в положительном направлении оси  $x$ , то транспорт взвешенных наносов на прямолинейном склоне с крутизной  $\beta$

$$q_s = \frac{\varepsilon_s \cdot C_D \cdot \rho u^3 / |u|}{w - u \beta}, \quad (13.9)$$

а для транспорта влекаемых наносов

$$q_b = \frac{\varepsilon_b \cdot C_D \cdot \rho u^3}{\operatorname{tg} \varphi - u \cdot \beta / |u|}, \quad (13.10)$$

где  $\varepsilon_s$  и  $\varepsilon_b$  - коэффициенты,  $C_D$  - коэффициент сопротивления,  $\rho$  - плотность жидкости,  $w$  - гидравлическая крупность и  $\operatorname{tg} \varphi$  - угол внутреннего трения осадков. Значения скорости по модулю необходимы в этих выражениях для определения направления движения. Для транспорта в сторону моря  $u$  положительно; при уменьшении знаменателя в уравнениях (13.9) и (13.10) материал более интенсивно движется вниз по склону. При некоторых условиях возникает два предельных случая: когда  $\beta \rightarrow \operatorname{tg} \varphi$ , происходит обвал или оползень, при  $\beta \rightarrow w/u$  возникает режим автосuspензии, при котором движение по склону поддерживается составляющей силы тяжести.

Существуют две предпосылки применения соответствующих выражений. Первая - транспорт в этой модели определяется лишь непосредственными условиями течений. Вторая - теория предполагает полностью развитое течение и не может описать начало движения; она непригодна для больших частиц, которые могут передвигаться лишь при максимуме скорости течения.

Смещение  $U_1$  может иметь несколько форм. Наибольший интерес представляют следующие случаи: 1)  $U_1 = u_1$ , постоянное устойчивое течение; 2)  $U_1 = u_m \cos(m \sigma t + \theta_m)$ , скоростное поле связано с высшими гармониками волн,  $m = 2, 3, 4 \dots$ ; 3)  $U_1 = u_1 \cos \sigma_1 t$ , смещение вызвано волной с частотой  $\sigma_1$ , не относящейся к  $\sigma$ .

Анализ движения взвесей на профиле для первого случая, когда действует орбитальная волновая скорость при наложении на нее постоянного течения и когда профиль динамического равновесия определяется как геометрическое место нулевых точек, в каждой из которых гравитационная составляющая уравновешивается воздействием постоянного течения, приводит к следующему выражению для локального уклона:

$$\beta \approx \frac{5 \omega}{C} = \frac{5 \omega \sigma}{g h k N} \quad (13.11)$$

где  $k$  - волновое число,  $C$  - фазовая скорость волны,  $N$  - глубина воды.

На мелкой воде  $C = (gH)^{1/2}$  и уравнение

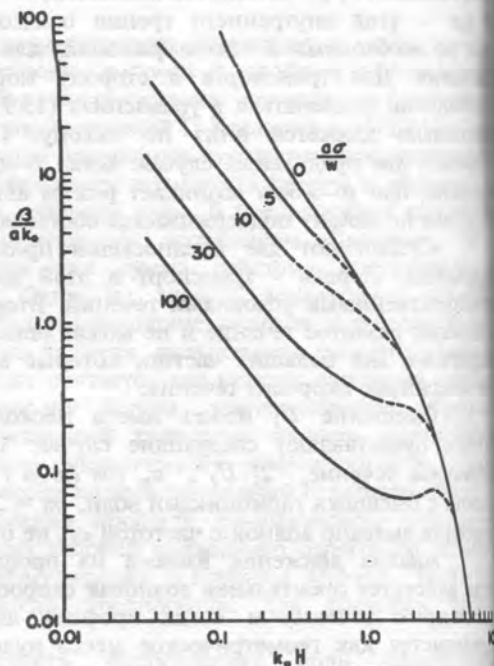
$$\beta = \frac{dH}{dx} \approx 5w(gH)^{-1/2} \text{ может быть проинтегрировано, так что}$$

$$H^3 \approx (7,5wx)^2 / g. \quad (13.12)$$

Отметим, что Р.Дин (Dean, 1977) показал соответствие большого числа профилей подводного берегового склона атлантического побережья США и Мексиканского залива зависимости  $H \sim A(x)^{2/3}$ , где  $A$  - коэффициент, величина которого изменялась в пределах 0,04...0,11.

Рис. 68. Нормированный уклон пляжа  $\beta / ak_0$  как функция безразмерной глубины  $k_0 H$  для различных значений параметра взвешивания  $a\sigma / w$ . В случае  $a\sigma / w = 0$  имеет место исключительно донное движение (Bowen, 1980).

При учете асимметрии волн, вызванной высшими гармониками, связанными с подходящим волновым полем, А.Боуэн (Bowen, 1980) получает следующее соотношение, связывающее глубину и удаление от берега, для движения взвешенных наносов:



$$H^5 \approx \left( \frac{5,7w x}{\sigma^2} \right)^2 \cdot g \quad (13.13)$$

Таким образом в этой зависимости, кроме гидравлической крупности наносов, существенную роль играет период волн.

Для донного перемещения уклон подводного берегового склона представляет собой функцию трех параметров:

$$\beta = f \left( \frac{w\sigma}{g}, ak_0, k_0 H \right), \quad k_0 = \sigma^2 / g \quad (13.14)$$

и в том числе зависим от амплитуды волны на глубокой воде. В идеальном случае гидравлическая крупность постоянна, но вычисления могут быть расширены для случая, когда  $w$  зависима от глубины. Да

постоянной гидравлической крупности это уравнение представлено в упрощенном виде как

$$\frac{\beta}{ak_o} = f\left(\frac{a\sigma}{w}, k_o H\right),$$

так что на рис. 68  $\beta / ak_o$  является функцией глубины и амплитуды волны. Для значений  $a\sigma / w \rightarrow 0$  равновесный уклон формируется исключительно донным перемещением наносов.

Различие коэффициентов в формуле Р.Дина (Dean, 1977) для формы динамически равновесного профиля привело к поиску зависимости самого коэффициента от условий выработки профиля. Привлечение некоторых эмпирических данных привело к заключению о надежной зависимости коэффициента  $A$  от гидравлической крупности (Pilkey et al., 1983):

$$A = 0,067 w^{0,44}$$

Вместе с тем ранее было показано, что степень зависимости глубины от расстояния может иметь значение, отличное от 2/3. В связи с этим обращает на себя внимание, что в уравнении (13.13) степенной множитель при  $w$  равен 0,4, что очень близко к значению получаемому из эмпирических данных. Это обстоятельство позволяет предпочесть теоретическое решение А.Бовэна (Bowen, 1980), дающее форму профиля в виде (см. 13.13)

$$H \approx \left(\frac{5,7 w x}{\sigma^2}\right)^{0,4} \cdot g^{0,2}$$

При проверке теоретических зависимостей экспериментальным природным материалом обычно пользуются одиночными поперечниками. Однако отдельные профили подводного склона из-за разнообразия условий их формирования не всегда служат подходящим объектом для выявления общих закономерностей профиля динамического равновесия. Поэтому гораздо более продуктивен статистический подход к форме представления батиметрического материала. С этой целью ранее предлагался анализ самых общих черт распределения глубин в береговой зоне с помощью батиграфических кривых (Сафьянов, 1973), представляющих собой обычную интегральную кривую, на которой находят отражение самые общие черты рельефа подводного склона (рис. 69). Эти кривые ярко отражают условия питания наносами подводного берегового склона. Дефицит наносов на подводном склоне моря Лаптевых отражается в виде сравнительно больших глубин и в виде вогнутого профиля, тогда как избыточное поступление наносов в дельте р. Чорохи находит отражение в преобладании относительно малых глубин на подводном склоне и в преобразовании его в выпуклую кривую. Даже незначительное удаление от устья этой реки всего на несколько

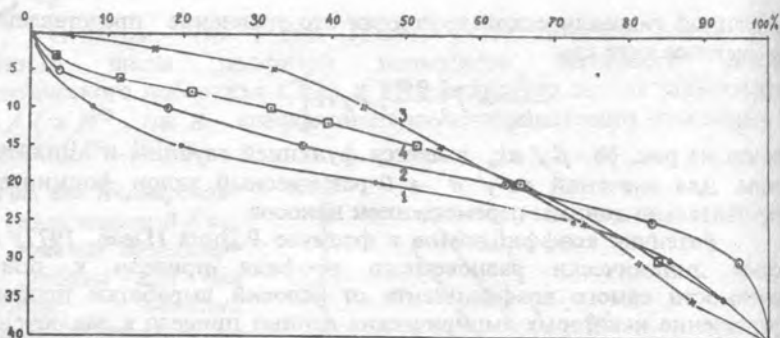


Рис. 69. Батиграфические кривые некоторых прибрежных районов Мирового океана до глубины 40 м: 1 - восточная часть моря Лаптевых, 2 - восточная часть Черного моря в районе Батуми, 3 - устьевое взморье р. Чорохи (Черное море), 4 - устьевое взморье р. Нил

Батуми приводит к заметным изменениям характера обобщенного профиля.

Представление геоморфологического материала в виде батиграфических кривых позволяет проверить основные зависимости, предлагаемые для аппроксимации вида профиля динамического равновесия. Анализ распределения глубин на подводном склоне 10 районов Мирового океана с суммарной площадью 14,4 тыс. км<sup>2</sup> и длиной вдоль берега около 490 км привел к заключению об удовлетворительной аппроксимации вида профиля на глубинах от 1-5 до 15 м с помощью зависимостей, имеющих степенной множитель при удалении уреза, равный как 2/3, так и 2/5. Обнаруживается несколько больший диапазон применения первого из названных степенных множителей.

#### 14. ВДОЛЬБЕРЕГОВОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ

Основным источником энергии для вдольберегового или продольного перемещения наносов является вдольбереговая составляющая потока волновой энергии. Однако при отсутствии косоугольного подхода волн к берегу вдольбереговая составляющая потока энергии становится равной нулю. Все же оказывается и в этих случаях вдольбереговое перемещение наносов может иметь место, если вдоль берега действует течение, непосредственно несвязанное с волнением.

Наблюдаемое в береговой зоне вдольбереговое (продольное) движение наносов привело к понятию о "потоке наносов" (Божич, 1927; Зенкович, 1946), как явления массового однонаправленного перемещения наносов. Оно применимо лишь для анализа однозначной итоговой эволюции рельефа за отрезки времени порядка нескольких лет или десятилетий. Между тем использование средних многолетних характеристик движения наносов для прогноза развития рельефа на 2-3 года приводило к ошибочным результатам, как и распространение детальных и точных кратковременных наблюдений на периоды в десятки лет.

Чаще всего, говоря о потоке наносов, имеют в виду алгебраический результат многочисленных и в общем разнонаправленных подвижек наносов вдоль контура берега - миграций наносов. Сумма миграций по модульному значению дает размах миграций, а алгебраическая сумма с учетом знака движения дает массу перемещаемых вдоль берега наносов.

Общие представления о методах исследования вдольбереговых потоков наносов излагаются во многих учебных пособиях, монографиях и статьях (Зенкович, 1962; Леонтьев, 1961; Леонтьев и др., 1975; Леонтьев, 1994; Лонгинов, 1963, 1966; Сафьянов, 1973, 1978, 1987; Болдырев, 1959, 1961, 1991; Белошапков, 1988; Войцехович, Цайтц, 1985; Филиппов, 1988).

К настоящему времени предложено свыше 30 различных расчетных формул и методов для определения величин и направления вдольберегового перемещения наносов. Все предлагаемые выражения можно разделить на три большие группы. К первой группе относятся зависимости, оперирующие качественными характеристиками расхода наносов. Вторая группа представлена формулами, позволяющими получать количественную оценку величины расхода наносов, но не рассматривающие структуру потока. Третья группа позволяет наряду с расходом рассматривать и структуру потока.

Следует иметь в виду, что обычно геоморфологи оперируют с анализом движения наносов за довольно длительные интервалы времени. Но для кратковременных прогнозов развития рельефа необходимо значение не статистических осредненных характеристик, а действительного расхода наносов вдоль берега в функции координат пространства и времени (Лонгинов, 1964). Только зная вид этой функции, можно подойти к расчету кратковременных перемещений наносов. Это привело к пересмотру и уточнению существовавшей ранее

терминологии, а также и введению ряда новых понятий (Лонгинов, 1965). В дальнейшем именно эти понятия рекомендуются к применению, как наиболее обоснованные.

Потоком наносов называется процесс их непрерывного однонаправленного перемещения. Понятие "поток" следует относить к отрезку времени не менее 10 периодов последовательных волн. Основной характеристикой потока наносов является его расход. В установившемся потоке расход, очевидно, не зависит от времени, хотя в общем случае такая зависимость существует. Во времени можно отнести расход к 1 сек. Такой секундный расход, отнесенный к единице длины сечения, нормального направлению потока, назовем элементарным расходом установившегося потока.

Для неустановившегося потока удобнее говорить о среднем секундном расходе за данный отрезок времени, поскольку для него само понятие элементарного расхода будет неопределенным.

Интеграл элементарного или среднего расхода по всему сечению потока дает полный расход потока, а интегрирование потока по времени дает суммарный расход потока за данный отрезок времени, или количество перемещенного через сечение материала за то же время.

Основной количественной характеристикой расхода наносов является величина расхода. Кроме того, он характеризуется кинематическим строением и материальным составом.

Кинематическое строение расхода описывает распределение расхода по видам движения (и по горизонтам потока), а также изменение его распределения во времени для неустановившегося потока.

Материальный состав расхода должен быть задан или найден в виде зависимости характеристик наносов, составляющих расход, от координат данного сечения и, для неустановившегося потока, от времени.

Следовательно, элементарная характеристика потока - его расход, должна быть найдена для данного сечения в виде трех функций - величины расхода, его строения и состава. Для неустановившегося потока дополнительно должна быть выявлена зависимость расхода от времени.

До сих пор рассматривались понятия, относящиеся к единичному сечению потока. Для перехода от единичного сечения потока к его пространственной характеристике В.В.Лонгинов (1965) вводит понятия поперечной и продольной структуры расхода и потока наносов.

Поперечная структура полного расхода характеризует изменение величины расхода по ширине полного сечения потока. Поперечная структура потока включает кроме того, еще и изменения строения и состава расхода по ширине сечения.

Продольная структура расхода описывает изменения его поперечной структуры в направлении перемещения наносов.

Продольная структура потока дает изменения поперечной структуры потока в направлении движения наносов.

Поперечная структура наносов характеризует определенное сечение потока и не дает информации о процессах перестройки рельефа и перемещения наносов на поверхности берегового склона. Более сложной и полной характеристикой потока является его продольная структура и ее изменение во времени. К продольной структуре относится условие постоянства расхода (его одинаковости) в любом сечении потока на рассматриваемом отрезке, т.е. условие неразрывности. Условие неразрывности является, вместе с тем, и условием транзита и равновесия для того отрезка берега, где оно выполняется.

До недавнего времени в науке использовалось понятие о "силовом потоке", введенное П.К.Божичем. Важнейшей характеристикой силового потока применительно к описанию потоков наносов является аналог расхода потока - емкость силового потока, определяемая как максимальный расход наносов, возможный на данном участке при данной гидрометеоситуации. Емкость, как и расход, может быть отнесена к различным участкам береговой зоны и к различным отрезкам времени.

Понятие емкости следует из предоставления о насыщении наносодвижущей способности силового потока и о возможности такой обстановки, когда емкость окажется "недонасыщенной", т.е. силовым потоком будет создаваться меньший реальный расход, чем его полная емкость. Например, при отсутствии наносов расход потока меньше, чем емкость силового потока. Противоположный вариант возникает при падении (снижении) емкости, когда она оказывается недостаточной для поддержания расхода, существовавшего до данного сечения или момента времени.

В.В.Лонгинов предлагает сохранить и использовать понятие "силовой поток" путем введения условного фактора "наносодвижущей способности силового потока". Таков, в частности, путь описания интенсивности перемещений наносов в гидрометеометодах. Наносодвижущую способность потока можно назвать  $r$ -функцией силового потока. Вид этой функции должен быть раскрыт непосредственно через параметры волнения, рельефа и наносов подводного склона и пляжа. Она может быть разложена по осям координат, обозначенным через  $r_x$  - функцию для нормальной составляющей и  $r_y$  - функцию для вдольбереговой составляющей силового потока.

#### Расход вдольберегового потока наносов

На основе положения о связи величины расхода вдольберегового потока с вдольбереговой составляющей потока волновой энергии П. Комаром и Д. Инманом (Komar, Inman, 1970) получены расчетные выражения, которые касаются двух моделей транспорта песка вдоль берега. Первая модель исходит из пропорциональности расхода вдольберегового потока наносов,

выраженного весом песка в воде (иммерсионным весом) -  $I$ ,  
вдольбереговой составляющей потока волновой энергии

$$I = k(EN)_p \sin \alpha_p \cos \alpha_p \quad (14.1)$$

где  $k$  - эмпирический коэффициент, имеющий величину около 0,77;  
 $\alpha_p$  - угол подхода разрушающейся волны к берегу;  $(EN)_p$  - поток энергии, поступающей к линии разрушения волны, представляющей собой произведение общей волновой энергии на линии разрушения и групповой скорости волн в зоне разрушения:

$$E_p = \frac{1}{8} \rho g h_p^2 \quad \text{и} \quad (Cn)_p = \sqrt{gH_p},$$

где  $h_p$  - высота волны в зоне разрушения,  $H_p$  - глубина разрушения. Угол  $\alpha_p$  - подхода разрушающейся волны к линии берега может быть выражен как разность между углом фронта волны  $\alpha_B$  и углом береговой линии  $\alpha_s$  к оси  $x$  (рис. 70):  $\alpha_p = \alpha_B - \alpha_s = \alpha_B - \text{tg}^{-1} (\delta x_s / \delta y)$ .

Рис. 70. Схе-

ма определения углов, связанных с разрушением волн у берега

Данные полевых измерений, проведенных в различных условиях, указывают на хорошее соответствие результатам вычислений (рис. 71).

Другая модель предполагает (Inman,

Vagnold, 1963), что волны обеспечивают энергию для движения и взвешивания наносов, орбитальное движение перемещает наносы по лучу волны и обратно, но не создает направленного переноса, хотя волновая энергия расходуется; вдольбереговое перемещение наносов однако обеспечивается вдольбереговой составляющей течения  $V$ , которая в общем случае может быть и не связана с углом подхода разрушающихся волн к линии берега

$$I = k' (EN)_p \cos \alpha_p (V / U_m), \quad (14.2)$$

в котором  $k'$  - безразмерный эмпирический коэффициент,  $V$  - репрезентативная величина скорости вдольберегового течения в прибойной зоне (например средняя скорость или скорость в средней части прибойной зоны),  $U_m$  - максимальная величина горизонтальной орбитальной придонной скорости на линии разрушения волн:

$$U_m = 0,5 \gamma \sqrt{gH_p}$$



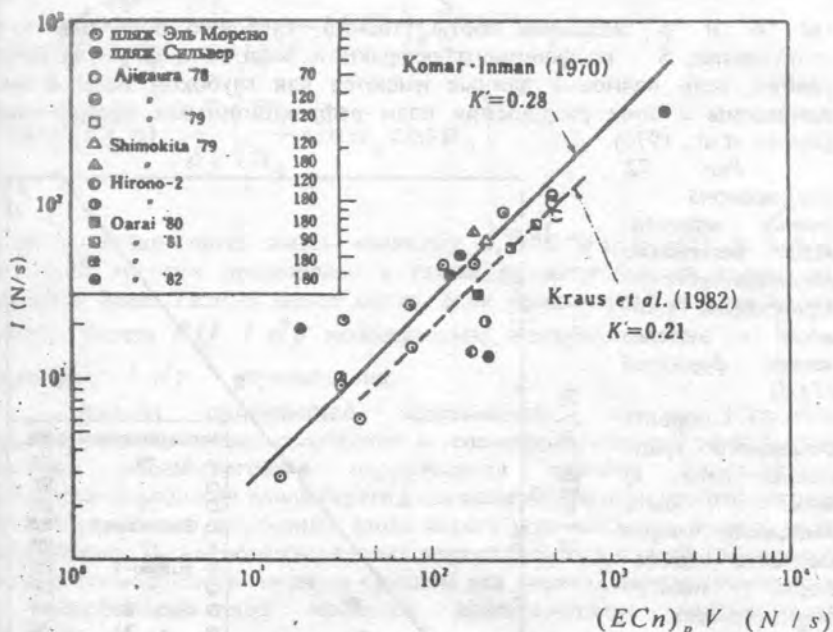


Рис. 71. Зависимость между измеренными значениями вдольберегового расхода и его расчетными значениями

Коэффициент  $k'$  в уравнении определен Комаром и Инманом на основе экспериментальных данных по движению меченых песков равным 0,28. Другие эксперименты, также показанные на рис. 71, и соответствующие уравнению (14.2), дают значение  $k' = 0,21$ . В соответствии с прагматическим подходом к этим экспериментальным данным (Kraus et al., 1982) показано, что измеренные значения расхода вдольберегового потока могут быть получены как произведение  $h_p^2 V$  (рис. 72):

$$Q = 0,024 h_p^2 V \quad (14.3)$$

Следует заметить, что длительность экспериментов, которые послужили для получения последней зависимости, составила от 70 до 180 минут. Применимость полученных зависимостей установлена для диапазона крупности частиц на пляжах от 0,175 до 0,600 мм, но в действительности, по-видимому, он существенно шире.

В приведенном уравнении (14.1) масса вдольберегового транспорта песка пропорциональна вдольбереговой составляющей потока волновой энергии, подходящей к зоне разрушения волн. Если волновые данные имеются для глубокой воды, более удобна формула, связывающая поток энергии на глубокой воде с иммерсионным весом транспортируемого песка, учитывающая рефракцию волн на мелководье до зоны разрушения:

$$I = K (E Cn S)_o (1/S \sin \alpha \cdot \cos \alpha)_p, \quad (14.4)$$

где "o" и "p" означают соответственно, глубокую воду или зону разрушения; S - коэффициент рефракции волн. Эта формула более удобна, если волновые данные имеются для глубокой воды и они приведены к зоне разрушения волн рефракционными диаграммами (Jnman et al., 1976).

Рис. 72.

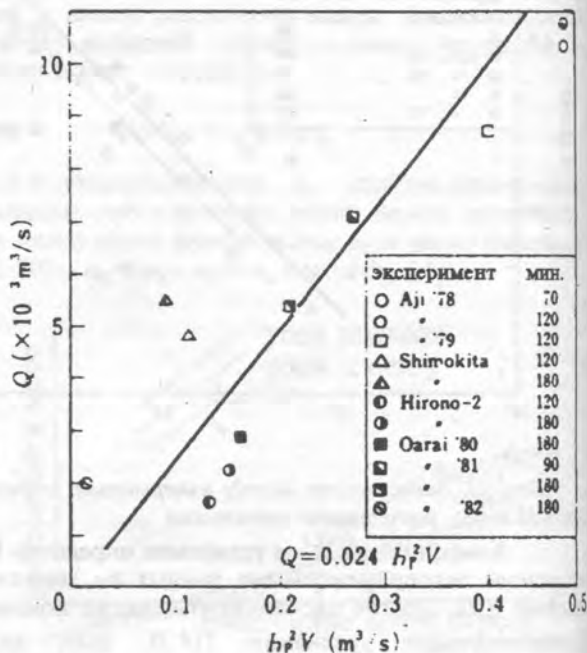
Зависимость между измеренными значениями вдольберегового транспорта наносов и эмпирической формулой (14.3)

Скорость объемного транспорта песка Q может быть выражена через скорость транспорта иммерсионного веса:

$$Q = I / [(\rho_s - \rho) g V], \quad (14.5)$$

в котором  $\rho_s$  и  $\rho$  - плотности частиц наносов и воды соответственно, а No - объемная концентрация песка.

Если скорость притока песка за счет вдольберегового перемещения равна скорости потока его за счет того же процесса, то данный участок берега остается стабильным - на нем не происходит ни размыва, ни аккумуляции, имеет место лишь транзит - постоянное замещение одних наносов другими. С другой стороны, если береговая линия и изобаты имеют неровности в плане, обуславливающие локальную конвергенцию или дивергенцию волновых лучей, скорости вдольберегового транспорта могут меняться вдоль пляжа, и тогда происходит локальная аккумуляция или размыв вдоль берега. Скорость размыва или аккумуляции пропорциональна скорости изменения расхода объемного транспорта Q на расстоянии y вдоль берега, или градиенту расхода вдольберегового потока наносов вдоль контура берега:



$$\frac{\partial Q_y}{\partial y} = \frac{\partial K}{\partial y(p_s - p)gN_o} (ECn)_o \frac{S_o}{S_p} \sin \alpha_p \cos \alpha_p =$$

$$\text{const} (ECn)_o \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{S_o}{S_p} \sin \alpha_p \cos \alpha_p \right) \quad (14.6)$$

в котором константа имеет величину  $0,79 \cdot 10^{-4} \text{м}^3 \text{ньютон}^{-1}$ , а поток волновой энергии представлен в ваттах на метр фронта волны на глубокой воде. Размыв имеет место, если производная расхода вдоль контура берега  $\partial Q / \partial y$  положительна, а аккумуляция -

если  $\partial Q / \partial y$  - отрицательна.

Анализ приведенной зависимости позволяет сделать заключение, что литодинамический и геоморфологический эффект при наличии вдольберегового перемещения наносов определяется скоростью изменения вдоль берега величины коэффициента рефракции волн и скоростью изменения вдоль берега угла подхода волн к зоне разрушения. Таким образом, анализ рефракционных планов становится в руках геоморфолога мощным орудием для анализа литодинамических и рельефообразующих эффектов вдольберегового перемещения наносов.

Другим важным элементом геоморфологического анализа, тесно связанным с рефракцией волн, а также с изменением контура берега и верхней части подводного берегового склона, является определение угла подхода волн к зоне разрушения. При существовании неоднородности контура берега его эволюция при действии волнения приводит к уменьшению градиентов расхода потока наносов, уменьшению расхода и к выравниванию контура берега (рис.73).

Ввиду той важной роли, которую градиент угла подхода волн играет в рельефообразующем и литодинамическом эффекте вдольберегового транспорта наносов, определение этой величины должно производиться с гораздо большей точностью, нежели та, которая обычно характеризует измерения параметров волн в сети гидрометеорологических станций. Следует считать, что точность в определении направления подхода волн должна быть не менее  $10^\circ$ , как и точность соответствующих данных, характеризующих режимные сведения относительно углов подхода волн.

Исследование временной изменчивости вдольберегового перемещения наносов на основе энергетической методики (Seymour, Castel, 1985), показало его значительную эпизодичность (рис. 74).

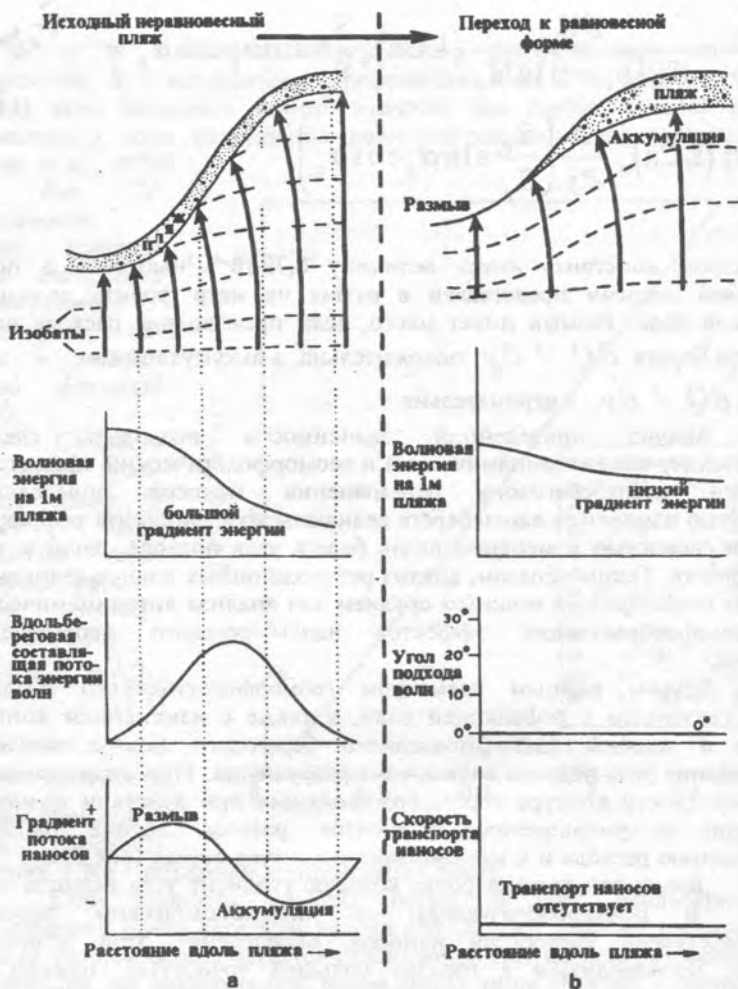


Рис. 73. Градиент вдольбереговой составляющей потока энергии волн при неоднородности контура берега определяет градиент потока наносов, который ведет к выравниванию берега (May, Tanner, 1973).

Примерно половина годового объема транспорта осуществляется в течение лишь 10 % времени. Итоговый вдольбереговой транспорт всего лишь за сутки сильного волнения может составить значительную долю годового объема, что позволяет наметить приемлемую связь между максимальной скоростью вдольберегового суточного переноса и годовым транспортом для

данного участка берега. Однако различия между соседними пунктами наблюдения (их было 7 на участке тихоокеанского побережья США от Сан-Франциско до Сан-Диего - более 600 км) оказались очень большими.

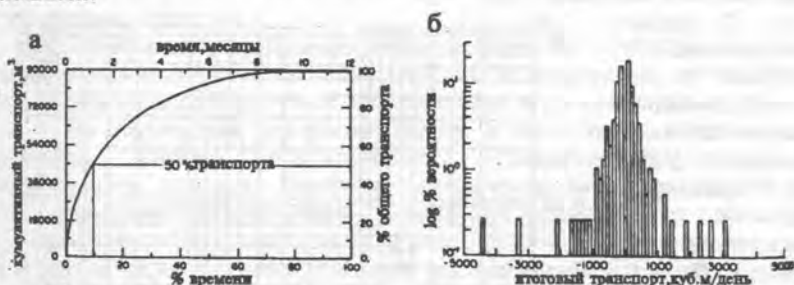


Рис. 74. Временное распределение вдольберегового транспорта у Оушенсайда (Калифорния): а. Кумулятивная кривая распределения оценок вдольберегового транспорта; б. Суточные оценки итогового вдольберегового транспорта

Пороговая величина вдольберегового транспорта, превосходящая наивысшие 10 %-ные значения, мало менялась от года к году для одних и тех же станций наблюдения. Изменения величины транспорта тесно связаны с изменениями интенсивности волнения и слабо коррелируют с изменениями величины угла подхода для большинства участков побережья.

Как уже указывалось выше, надежные зависимости, связывающие величину расхода вдольберегового потока наносов с вдольбереговой составляющей потока волновой энергии, получены лишь для песчаных берегов. Достаточно очевидно необходимость учета гранулометрических характеристик наносов для распространения полученной зависимости на движение более крупнозернистых частиц.

Комплекс натуральных наблюдений, выполненных в широком диапазоне параметров волн и гранулометрического состава наносов пляжей, позволил получить в последние годы зависимость расхода галечного потока наносов от вдольбереговой составляющей потока волновой энергии (Петров, 1984). Исследования проведены в диапазоне высот волн 1 %-ной обеспеченности (в системе) по линии последнего разрушения от 0,25 до 3,0 м, углов их подхода к берегу от 0 до  $\pm 45^\circ$  и средних периодах от 3,1 до 9,8 с. Полученная расчетная зависимость для расхода вдольберегового потока галечных наносов имеет следующий вид:

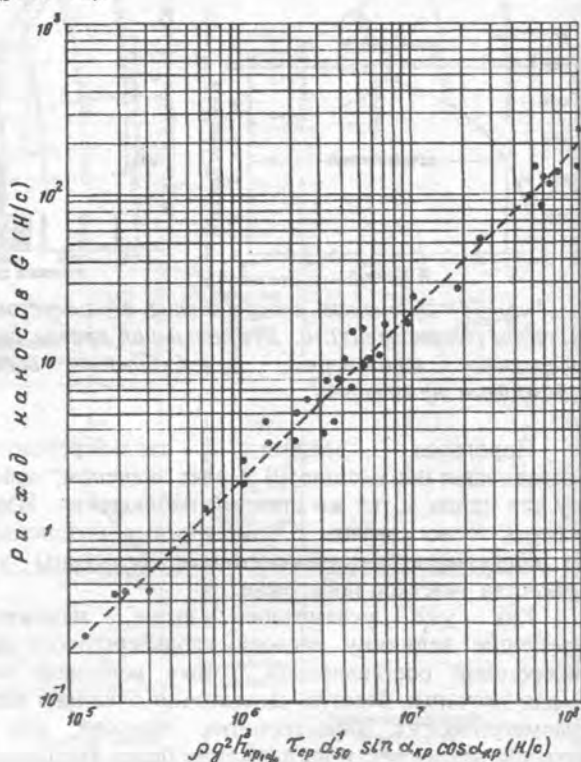
$$G = 2 \cdot 10^{-6} \rho g^2 h_{p1\%}^3 \tau d_{50\%}^{-1} \sin \alpha_p \cos \alpha_p, \quad (14.7)$$

где  $\rho$  - плотность морской воды;  $g$  - ускорение силы тяжести;  $\tau$  - средний период волн;  $h_{p1\%}$  - высота волн в зоне разрушения 1 %-ной обеспеченности (в системе);  $d_{50\%}$  - осредненный для прибойной зоны

медианный диаметр пляжеобразующего материала;  $\alpha_p$  - угол подхода волн к зоне последнего разрушения. В системе СИ размерность расхода наносов соответствует размерности потока волновой энергии и выражается в  $H \cdot c^{-1}$  (рис. 75).

Рис. 75. График зависимости расходов вдольберегового потока галечных наносов ( $H \cdot c^{-1}$ ) от параметров волн и движущихся наносов ( $H \cdot c^{-1}$ ) (Петров, 1984)

В природных условиях пляжи неоднородны по составу наносов. Влияние неоднородности пляжевого материала, несомненно, сказывается на начальных условиях сдвига. За начало движения неоднородной по гранулометри-



ческому составу грунтовой смеси целесообразно принять начало движения наносов с крупностью, соответствующей медианному диаметру. Экспериментально было установлено, что при равенстве медианных диаметров пляжевых наносов для вовлечения в движение неоднородного материала необходимо более интенсивное волновое воздействие, и эта неоднородность может быть учтена в выражении для расхода вдольберегового потока наносов.

#### Поперечная структура вдольберегового потока наносов

Наиболее существенная особенность поперечной структуры расхода вдольберегового потока наносов следует из закономерностей распределения скоростей вдольберегового энергетического течения (см. главу 6), максимум которых располагается между линией разрушения волн и урезом воды. Ввиду сильной степенной зависимости величины расхода от скорости течения следует ожидать,

что и максимум элементарного расхода вдольберегового потока будет следовать распределению скоростей. Что касается убывания величины элементарного расхода мористее линии разрушения, то есть основания считать, что при косом подходе волн убывание величины расхода будет относительно плавным.

Однако самые главные черты поперечной структуры расхода определяются экспоненциальным затуханием придонных орбитальных скоростей и их вдольбереговых составляющих с ростом глубины.

На подводном береговом склоне с монотонно убывающими глубинами обычно прослеживается единственный максимум элементарного расхода. Наиболее характерно такое распределение величин поперечной структуры расхода для относительно приглубых берегов, сложенных сравнительно крупнообломочным материалом.

На отмелом склоне с немонотонным распределением глубин, которое характерно для песчаных склонов с несколькими подводными валами, экспериментально установлено наличие нескольких максимумов элементарного расхода, каждый из которых приурочен к относительно возвышенным элементам дна. В условиях такого рельефа прослеживается несколько коридоров движения наносов, разделенных минимальными значениями элементарных расходов.

Материальный состав потока наносов может быть представлен разнообразным гранулометрическим составом - от гальки и даже валунов до алевритов и илов. На большей части берегов рост глубин сопровождается уменьшением крупности переносимых частиц. Максимум крупности обычно характеризует верхнюю часть подводного склона вблизи зоны разрушения. На приглубом подводном склоне максимум крупности частиц обычно приурочен к линии последнего разрушения волн.

Вместе с тем могут иметь место инверсии распределения крупности наносов, когда вблизи уреза располагается относительно мелкозернистый материал, а в сторону моря происходит укрупнение состава наносов. Такие случаи довольно типичны для областей, примыкающих к устьям рек, выносящих преимущественно мелкозернистый материал.

Кинематическое строение расхода определяется составом наносов на подводном склоне и интенсивностью действия волнения. Для приглубых берегов с относительно крупнозернистым составом наносов характерно преобладание влечения и сальтации над другими видами движения наносов. Но в зоне разрушения крупных штормовых волн неоднократно отмечалось также взвешивание гальки на значительную высоту до 0,4 м над дном при высоте разрушающейся волны в 2-2,5 м (Пешков, 1993). Отдельные частицы поднимаются на высоту до 0,7-0,8 м. Вместе с тем толщина слоя перемещения гальки в зоне упорядоченного потока заплеска не превышает двух диаметров средневзвешенных частиц. На отмелых берегах с песчаным и илисто-алевритовым составом наносов доминирующую роль в перемещении наносов играет движение во взвеси.

Однако наибольшие концентрации взвеси сосредоточены на небольшой высоте над дном. Как показывают многочисленные эксперименты в природных условиях (Анцыферов и др., 1978, 1990; Косьян, 1990), уже на высоте 0,3-0,4 м над дном масса накопленного взвесенанопителителя материала уменьшалась на порядок величины. На больших глубинах мористее прибойной зоны все большую роль в движении наносов в придонном слое начинает играть влечение и сальтация.

Важной характеристикой движения наносов влечением является мощность подвижного слоя. Для галечных частиц слой влечения можно считать равным диаметру гальки. Мощность подвижного слоя песка также оказывается очень небольшой. Для пологих склонов приливных пляжей (уклон 1:80) толщина подвижного слоя в зоне разрушения волн составила 0,5-4 см (Кинг, 1963), причем установлена линейная зависимость между толщиной взмученного слоя и высотой разрушающейся волны. Ориентировочную оценку толщины подвижного слоя в сантиметрах для песков с медианным диаметром 0,22-0,29 мм можно получить, умножив высоту волны в метрах на 3,5. Для относительно крупнозернистых песков ( $M_d = 0,40$  мм) мощность подвижного слоя для тех же параметров волн примерно в 3 раза больше.

Если полученные данные экстраполировать для более крупных волн (например для  $h = 6$  м), то мощность подвижного слоя составит около 20 см. При высотах волн до 5 м мощность подвижного слоя по опытам с радиоактивными мечеными песками в среднем была равна 10 см (Courtois, Monaco, 1969). По экспериментам Н.А. Айбулатова (1968) при умеренном волнении глубина проникновения частиц при неизменном рельефе оказывалась равной 4-6 см на гребне первого подводного вала, а при слабом волнении ( $h = 0,3-0,5$  м) насыщенный мечеными частицами слой составлял лишь 1-2 см.

В общем случае толщина подвижного слоя зависит от глубины, уменьшаясь с ее увеличением.

Важной характеристикой движения наносов служит изменение глубин, происходящее в ходе шторма. Статистический материал, собранный по стандартному отклонению глубин для одного из пляжей побережья Японии, указывает, что наиболее значительные изменения происходят до глубин около 6 м, а на больших глубинах изменения ограничиваются 10-20 см (рис. 76).

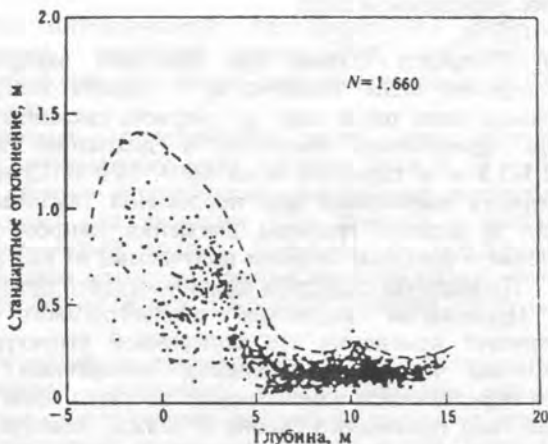
Для решения ряда практических вопросов необходимо знать диапазон глубин и высот для надводной части, в пределах которой происходит активное вдольбереговое перемещение наносов и переформирование рельефа. Этот параметр включает две величины: надводную часть пляжа, определяемую высотой бермы  $H_b$  для наиболее сильных штормов, и подводную часть до предельной глубины  $H_c$ , в которой прекращаются значимые обратимые изменения рельефа, т. е. что

$$H_s = H_b + H_c \quad (14)$$

Рис. 76.

Вариации изменений глубин как функция глубины для пляжа Оараи (Краус, Харикай, 1983).

Большая переоценка величины  $H_c$  будет сопровождаться нереальным увеличением транспортного параметра  $K_1$  (см. гл. 16).



Высота бермы обычно определяется из данных о высоте пляжа и соответствует вершине заплеска прибойного потока определенной обеспеченности. Предельная глубина устанавливается из данных повторного промера, а иногда может быть выявлена и из одиночного промера по морфологии подводного берегового склона.

Краус и Харикай (Краус, Харикай, 1983) проверили прогнозное выражение предельной глубины

$$H_c = (2,28 - 10,9 h / \lambda) h, \quad (14.9)$$

где  $h$  и  $\lambda$  - высота и длина волны на глубокой воде. Второе слагаемое в скобках вводит лишь небольшую корректировку к общей величине, так что предельная глубина оказывается приблизительно равной удвоенной величине значительной высоты волны. Параметры волн определяются для наиболее сильных штормов, достигаемых 12 часов в году ( $p = 0,14$  %). Предельная глубина может быть выражена в функции плотности наносов  $\rho_s$  и воды  $\rho$  (Hallermeier, 1983)

$$H_c = 2,9 h_0 / \sqrt{(\rho_s / \rho) - 1} - 110 h_0^2 / [((\rho_s / \rho) - 1) g \tau^2] \quad (14.10)$$

Уравнение (14.10) редуцируется к уравнению (14.9) для кварцевых частиц.

Другая попытка была предпринята для определения предельной глубины в функции параметров волн в зоне разрушения (Birkemeier, 1985). Тщательные измерения в натуральных условиях, точность которых по глубине и местоположению составляла  $\pm 3$  см, выявили наилучшую аппроксимацию такой глубины:

$$H_c = 1,75 h_p - 57,9 \left( \frac{h_p^2}{g \tau_p^2} \right), \quad (14.11),$$

а в более упрощенном виде

$$H_c = 1,57 h_p, \quad (14.11a)$$

где  $H_c$  - предел глубин при действии экстремального прибой;  $g$  - ускорение силы тяжести;  $h_p$  - высота волны на мелководье, достигаемая лишь раз в году,  $\tau_p$  - период, связанный с высотой волны  $h_p$ . Эта зависимость получена в диапазоне измеренных высот волн 2,3-3,9 м и периодов волн 6,8 - 14,0 с. Сравнительный анализ приведенных выражений для предельной глубины трансформации профиля и нижней границы движения наносов позволяет сделать заключение о большом сходстве получаемых из них результатов.

#### Продольная структура вдольберегового потока наносов

Продольная структура вдольберегового потока наносов характеризует изменения его поперечной структуры в направлении перемещения наносов. Изменения поперечной структуры потока наносов определяются изменениями: ширины зоны движения наносов (морфологией подводного склона и пляжа), контура береговой линии по отношению к направлению волнения, параметров волн (условиями рефракции волн), состава наносов или условий их поступления. Все эти изменения в сущности и формируют продольную структуру вдольберегового потока наносов.

Важнейшим фактором, определяющим продольную структуру, является угол подхода волн к берегу. Чем острее угол, тем интенсивнее становится вдольбереговое перемещение наносов. Однако при очень острых углах подхода волн скорость перемещения наносов также уменьшается, так как проходя над мелководьем относительно больший путь, волны теряют значительную часть энергии. Угол между лучом волны открытого моря и нормалью к береговой линии, при котором обеспечивается максимальная скорость продольного перемещения наносов, называется углом  $\varphi_0$ . Определение угла  $\varphi_0$  предпринималось многими исследователями аналитически, лабораторным путем, а также экспериментальными исследованиями в природных условиях. Однако разнообразие методик и условий проведения экспериментов привели к большому разнообразию значений угла  $\varphi_0$ , которые изменялись от 40 до 67°.

Эксперименты на приглубом склоне галечного побережья Пицунды (галька крупностью 3-10 см) дали для передовых окрашенных галек и массовых передвижений одинаковые значения угла  $\varphi_0$ , которые составляли 56, 51, 60 и 40° (в среднем 51°). Характерно, что наиболее высокое значение отмечено для волн малых параметров, практически не испытавших рефракции до зоны разбивания. Для средних песков ( $d = 0,25$  мм) по лабораторным данным Г.А. Орловой в 1965 г.  $\varphi_0 = 40^\circ$ . Для несколько более крупных частиц (диаметром от 0,16 до 4,00 мм), тоже в условиях бассейна, получено близкое значение угла  $\varphi_0 = 48^\circ$  (Lagras, 1966). Чрезвычайно интересно, что наибольший расход потока наносов наблюдался отнюдь не для самых мелкозернистых частиц, а для песков с  $d = 0,9$  мм.

Возрастание интенсивности вдольберегового перемещения опережает изменение крутизны волны. Так, при уменьшении крутизны от 0,01 до 0,006 ( $h = \text{const}$ ) расход наносов ( $d = 0,09$  мм) увеличивается в 14 раз.

Многочисленные эксперименты дают для лабораторных условий значения оптимального угла подхода волн в  $53 - 55^\circ$ . На основании таких опытов большинство зарубежных исследователей предлагают выражения для функции угла подхода с максимумом вблизи  $55^\circ$ . Теоретический анализ, проведенный В.В.Лонгиновым (1966), как и результаты некоторых других исследователей, позволяют усомниться в достоверности для природных условий столь большой величины  $\phi_0$ .

Анализируя причины расхождения данных экспериментов и теории, В.В.Лонгинов указывает, что в бассейне никогда не достигаются действительные условия рефракции волны на мелководье, т.е. практически отсутствует растяжение фронта волны, приводящее к снижению энергии единицы длины фронта. В этих условиях эффект рефракции как бы смягчается. В результате этой "незавершенной" рефракции оптимальным углом "открытого моря" оказывается угол, обеспечивающий угол подхода перед зоной разрушения в  $45^\circ$ , а в открытой части бассейна - превышающий  $45^\circ$  (его значение приближается к  $60^\circ$ ).

В.В.Лонгинов считает возможным принять окончательно выражение для функции вдольбереговой составляющей энергии волн в зависимости от угла подхода в виде:

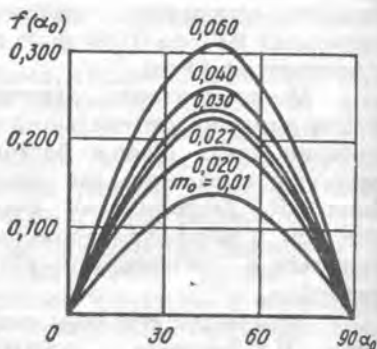
$$f(\alpha_0) = 0,45 \sin \alpha_0 \cdot \cos \alpha_0 \quad (14.12)$$

При выводе этого выражения автором принято допущение о слабом влиянии крутизны волны открытого моря  $h_0/\lambda_0$  и величины  $H_p/h_0$  на величину  $\text{th}k_p H_p$ , что позволяет учесть влияние рефракции на всем пути волны до разрушения с помощью постоянного коэффициента 0,45. Однако, даже если снять допущение о постоянстве  $\text{th}k_p H_p$ , характер зависимости  $f(\alpha_0)$  не изменится, поскольку величина  $\text{th}k_p H_p$  от  $\alpha_0$  не зависит. В последнем случае функция  $f(\alpha_0)$  дополнится переменным коэффициентом, зависящим от  $h_0/\lambda_0$  и  $H_p/h_0$ . Для определения соответствующих коэффициентов В.В.Лонгиновым предлагаются номограммы. Следует заметить, что для оптимального угла  $\phi_0 = 45^\circ$  значение функции увеличивается более чем в два раза при увеличении крутизны волны от 0,01 до 0,06 (рис.77).

Используя выражение для глубины разрушения волн, В.В.Лонгинов строит график зависимости угла подхода волн к области разрушения от угла подхода волн в открытом море. Эта зависимость показывает, что ни при каких углах распространения волн в открытом море практически невозможен подход волны к зоне разрушения под углом более  $40^\circ$ .

Рис. 77. Номограмма для определения функции  $f(\alpha_0)$

Для обычных же морских волн с  $h_0/\lambda_0 < 0,05$  (средняя крутизна для установившегося и полностью развитого волнения находится в диапазоне 0,020-0,035; для основной доли неустановившегося волнения характерен еще более узкий диапазон  $h_0/\lambda_0$ ) разрушение вряд ли возможно при углах подхода более 35°. Опытное значение угла  $\phi_0$ , равное 55-50°, не может считаться достаточно



надежным, поскольку в экспериментах получены значения  $\phi_0 = 40^\circ$ . Таким образом, на современной стадии изучения вопроса можно считать не менее вероятным теоретическое значение равное 45°.

При отклонении угла подхода волн к береговой линии в любую сторону от угла  $\phi_0$ , происходит снижение емкости потока и тем большее, чем значительней отклонение. Это, в свою очередь, сопровождается аккумуляцией части обломочного материала, перемещаемого вдоль берега.

Влияние крутизны волн на волновой перенос воды и транспорт наносов по профилю отмечалось неоднократно. Экспериментальные исследования в лабораторных условиях указывают на важную роль крутизны волн в определении некоторых элементов поперечной структуры расхода вдольберегового потока наносов. В частности при наличии поперечных сооружений, препятствующих вдольбереговому перемещению наносов, установлено существование трех режимов заполнения наносами угла, береговой линией и сооружением; в зависимости от крутизны волн (Вечорек, 1984): надводного, переходного и подводного. Надводный режим характерен для действия крутых волн ( $h/\lambda > 0,083 \dots 0,1$ ). При этом развивается подводная аккумулятивная отмель, а надводный пляж практически отсутствует. Переходный режим устанавливается при значениях  $0,08 > h/\lambda > 0,04$ .

#### Гранулометрическая дифференциация наносов при вдольбереговом перемещении наносов

Дифференциация наносов сразу после их поступления из источника осуществляется практически одновременно в поперечном, продольном и вертикальном направлениях. Поэтому для понимания особенностей процесса продольной дифференциации проследим те изменения состава отложений, которые происходят на одном и том же горизонте берега, например вблизи уреза в зоне пляжа. Источник поступающих наносов может быть практически точечным (например устье реки) или пространственно распределенным: линейным

(вытянутый вдоль берега участок поступления наносов вследствие абразии клифов), или площадным (выходы разнородного в гранулометрическом отношении материала на подводном склоне).

Наибольшие возможности для проявления процесса гранулометрической дифференциации в ходе вдольберегового перемещения наносов существуют на берегах, сложенных разнородными по крупности наносами и обладающих достаточным разнообразием условий, влияющих на дифференциацию. Такие условия выявлены в частности для ряда литодинамических систем берегов восточной части Черного моря. Многолетние тщательные исследования динамики грансостава пляжевых наносов за длительные интервалы времени показывают (Пешков, 1994), что содержание гальки на отдельных участках может изменяться от 14 до 98 %, песка - от 4 до 80 %, гравия - от 2 до 30 %. Среднее соотношение песка и гальки на пляжах Бзыбской литодинамической системы составляет 1,14:1. Здесь встречаются пляжи полного профиля и прислоненные, значительно отличаются уклоны подводного склона: от 0,04-0,05 на основной части берега до 0,5-0,6 на оконечности м. Пицунда и в Пицундском заливе. Очень резко изменяется контур береговой линии. Основные закономерности динамики грансостава пляжевых наносов литодинамических систем состоят в следующем:

1. Содержание гальки в составе пляжевых наносов подвержено незначительным изменениям (не более 2-3 % в год), тогда как песок и гравий эпизодически покидают прибойную зону и возвращаются вновь в зависимости от гидродинамической ситуации.

2. Несмотря на временные и порой значительные изменения содержания отдельных фракций, в многолетнем режиме грансостав пляжевых наносов характеризуется сравнительным постоянством. Максимальные изменения грансостава свойственны участкам, расположенным вблизи источника поступления материала в береговую зону, в меньшей степени - участкам транзита, самыми малыми изменениями характеризуются участки конвергенции вдольбереговых потоков наносов.

Усиление штормового воздействия приводит к росту крупности пляжевых наносов, а уменьшение интенсивности волнения сопровождается восстановлением прежнего грансостава.

3. Относительная устойчивость грансостава пляжевых наносов в пределах литодинамических систем свидетельствует о существовании некоторого оптимального соотношения между отдельными фракциями. Исходные условия для гранулометрической дифференциации задаются источниками обломочного материала, а конечный результат этого процесса определяется в основном гидро- и литодинамическими характеристиками прибойной зоны.

Представим себе, что внешний источник поступающих наносов - устье реки, выносящее разнородный в гранулометрическом отношении материал. Во многих случаях реальна ситуация, когда

вдольбереговое перемещение, например в годичном цикле, оказывается способным переработать поступающие наносы. Тогда гидравлически более крупный материал отстанет в своем движении вдоль берега от среднего по крупности, а гидравлически еще более мелкий материал продвинется на максимальное расстояние от источника. Общие итоги годичного цикла гранулометрической дифференциации предстанут как уменьшение крупности наносов по мере удаления от источника наносов.

В большинстве случаев максимум притока наносов в береговую зону осуществляется за короткий интервал времени паводка (1-1,5 месяца), когда выносятся 70-90 % годового твердого стока, тогда как штормы действуют в другое время года. Таким образом, поступление наносов имеет колебательный характер. Реализация множества годичных циклов перемещения наносов вдоль берега должна привести к затухающему колебательному уменьшению крупности наносов вдоль берега. На этот процесс будут накладываться изменения, вызванные неоднородностью контура берега, и возникающими вследствие такой неоднородности колебаниями величины расхода вдольберегового потока наносов.

И действительно, такой характер изменения гранулометрического состава наносов вдоль берега удается проследить на побережье Черного моря от Гагрского залива до Пицунды, где преобладает вдольбереговое перемещение наносов в сторону м.Пицунда.

Устойчиво прослеживается колебательный характер изменений гранулометрического состава при постепенном измельчении наносов. Колебательный характер изменений гранулометрического состава может быть связан с колебательным характером поступления наносов в береговую зону и с изменениями контура берега. А общее уменьшение крупности частиц определяется действием постоянных факторов - абразивным износом гальки в процессе движения, а также относительно большей скоростью движения вдоль берега мелкозернистого материала. Изменения гранулометрического состава наносов вдоль плавной дуги Гагрского залива характеризуются гораздо более плавными изменениями, а локальный максимум крупности наносов связан с отсыпками разнородного материала для укрепления берега, которые начаты с 1982 г.

Если волнение за годичный цикл не в состоянии переработать материал, поступивший из реки, то в ходе вдольберегового транспорта гранулометрическая дифференциация имеет измененное выражение. Так, в устьевую область р.Кодори (Черное море) поступает около 1 млн тонн в год разнородного по гранулометрии обломочного материала, причем основную его часть составляют относительно мелкозернистые наносы. Вдольбереговой поток наносов не в состоянии переместить весь материал вдоль берега. Вследствие этого в устьевой области имеет место некоторый минимум крупности наносов, затем на удалении около 1 км прослеживается плавное увеличение крупности пляжевых наносов, а еще далее наблюдается плавное снижение крупности наносов.

## Минералогическая дифференциация прибрежно-морских наносов при их вдольбереговом перемещении

Задача поисков и разведки россыпей тяжелых минералов в прибрежно-морских отложениях не может быть успешно решена без понимания процессов, ведущих к минералогической дифференциации наносов в процессе их перемещения в современных условиях.

Существование неравенства распределения волновых орбитальных скоростей и скоростей прибойного потока, а также времени их действия в различные фазы действия потоков приводит к направленной селекции гидравлически более крупных частиц на пляже. При разнородном гранулометрическом составе этот процесс приводит к концентрации на пляже крупнозернистого материала, а в условиях однородного гранулометрического состава наиболее полно осуществляется минералогическая дифференциация осадков.

Концентрация тяжелых минералов во фракции мелкого песка в зоне пляжа обычно в 2-2,5 раза может превышать концентрацию тех же минералов даже на малых глубинах подводного берегового склона. Относительно ниже обогащение пляжа тяжелыми минералами для фракции тонкого песка (крупного алеврита).

Валовые концентрации тяжелых минералов во фракции мелкого песка из-за его широкого распространения в осадках береговой зоны гораздо более значимы в сравнении с аналогичными характеристиками для тонкого песка. Неоднородность распределения тяжелых минералов на профиле пляжа и подводного склона является прямым следствием особенностей гидродинамики пляжа и подводного берегового склона.

Естественно возникает вопрос: в какой мере неоднородности распределения тяжелых минералов вдоль контура берега определяются закономерностями волновой энергии - ведущего фактора дифференциации прибрежно-морских наносов.

Физическую основу дифференциации пляжевых наносов в процессе их вдольберегового перемещения составляет зависимость величины расхода вдольберегового потока наносов от параметров волн. Изменение величины расхода во вдольбереговом направлении определяется продольной структурой вдольберегового потока наносов, а последняя регулируется в основном изменениями расхода вдольберегового потока наносов вдоль берега, или градиентом расхода вдольберегового потока наносов вдоль контура берега:

$$\frac{\partial Q}{\partial y} = \text{const} (E C n)_0 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{S_0}{S_p} \sin \alpha_p \cdot \cos \alpha_p \right), \quad (14.13)$$

где  $Q$  - расход вдольберегового потока наносов,  $(E C n)_0$  - поток волновой энергии на глубокой воде (произведение энергии волны на скорость переноса энергии),  $S_0 / S_p$  - коэффициент рефракции волн,  $\alpha_p$  - угол подхода волн к зоне разрушения. Размыв имеет место, если

производная расхода вдоль контура берега положительна, а аккумуляция, - если отрицательна.

Исходная функция предполагает независимость объема вдольберегового переноса песчаных частиц от их крупности, что допустимо лишь в условиях их однородности. В реальности однако и при гранулометрической однородности некоторая часть песка (иногда даже десятки процентов) представлена тяжелыми минералами, то есть частицами гораздо большей гидравлической крупности в сравнении с преобладающими частицами кварца или полевого шпата. Реакцией гидравлически более крупных частиц тяжелых минералов на возрастание величины расхода во вдольбереговом направлении будет их селекция (отставание) от основной массы перемещаемых наносов. Литодинамическим итогом такого процесса будет рост концентрации тяжелых минералов в осадке. Если же величина расхода потока наносов снижается во вдольбереговом направлении, то в первую очередь из потока наносов выпадут гидравлически более крупные тяжелые минералы, и это обстоятельство приведет к росту их концентрации на начальном этапе снижения расхода.

Важнейшая роль угла подхода волн к берегу для определения величины расхода вдольберегового потока наносов ранее определена. Функция угла подхода волн имеет максимум при его значении, равном  $45^\circ$ . Это означает, что волнами при таком угле подхода к берегу создается максимальная величина расхода вдольберегового потока наносов.

Однако для дифференциации движущихся вдоль берега наносов важна не только абсолютная величина расхода, но и скорость ее изменения при различных углах подхода волн к берегу. Можно считать, что суммарный эффект воздействия угла подхода волн к берегу на дифференциацию осадков определится произведением функции угла подхода на производную этой функции. Иначе говоря:

$$f(\alpha_p) \cdot f'(\alpha_p) = \sin \alpha_p \cdot \cos \alpha_p (\cos^2 \alpha_p - \sin^2 \alpha_p) = \sin \alpha_p \cdot \cos \alpha_p \cdot \cos 2\alpha_p \quad (14.14)$$

В результате проделанных вычислений приходим к заключению, что эффект дифференциации наносов в процессе их вдольберегового перемещения имеет максимум при значении угла подхода волн к берегу в  $22,5^\circ$ . Функция синуса двойного угла очень быстро нарастает при малых значениях угла подхода, тогда как с приближением к  $45^\circ$  замедляется, а при значениях в  $45^\circ$  рост ее прекращается (равен нулю). Таким образом, изменение угла на одну и ту же величину очень сильно изменяет расход потока при малых углах подхода волн, тогда как с приближением к  $45^\circ$  соответствующие изменения величины расхода незначительны. Между тем сама величина расхода монотонно растет, достигая максимума при угле в  $45^\circ$ . Поэтому оптимальные условия для дифференциации наносов создаются при некотором среднем значении угла подхода волн в  $22,5^\circ$ , когда и расход потока довольно велик и его градиенты достаточны для реализации механизма дифференциации.

Для проверки изложенной концепции были рассмотрены два участка берегов, подвергающихся достаточно интенсивному воздействию морского волнения: 1) побережье Пицунды (Черное море) длиной около 14 км, 2) побережье дельты Нила (Средиземное море) длиной около 240 км. Пляжи первого участка сложены песчано-галечным материалом, пляжи второго - преимущественно песчаным материалом.

Исследовалось распределение концентрации тяжелых минералов на пляжах во фракции мелкого песка и распределение вдольбереговой составляющей потока волновой энергии или распределение самой величины расхода потока наносов.

Морфодинамическая ситуация на побережье Пицунды характеризуется наличием основного источника пляжеобразующего материала - стока р. Бзыби и дополнительного источника - абразионных обрывов Мюссерских холмов. Анализ распределения вдольбереговых составляющих потока волновой энергии (рис. 90) приводит к заключению о существовании в районе устьевых выступа р. Бзыби дивергенции потоков и, следовательно, к заключению об одвижении наносов в обе стороны от устья реки и о наличии конвергенции потоков наносов в верховьях бухты Пицунда, что подтверждено и другими независимыми данными (рис. 78).

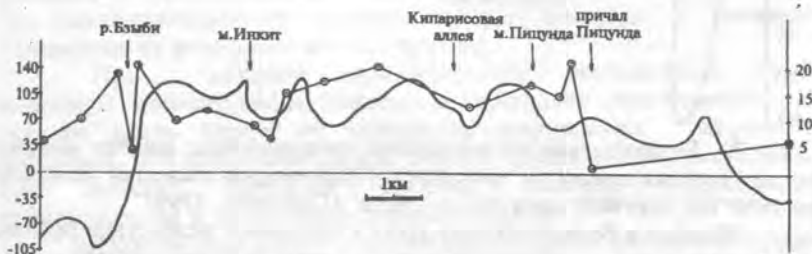


Рис. 78. Распределение осредненной величины расхода вдольберегового потока наносов (тыс. куб. м в год - плавная линия) и процентного содержания тяжелых минералов во фракции мелкого песка (ломаная линия) для побережья Пицунды (Черное море)

Вдольбереговое распределение тяжелых минералов во фракции мелкого песка характеризуется наличием максимальных значений на участках максимумов градиента расхода вдольберегового потока наносов. И, наоборот, - резкое снижение концентрации тяжелых минералов имеет место на тех участках берега, где наблюдается падение градиента вдольбереговой составляющей величины расхода вдольберегового потока наносов.

Имеется одно исключение - минимальное значение концентрации тяжелых минералов в устье р. Бзыби, где градиент расхода вдольберегового потока наносов велик. Однако этот участок

находится под влиянием притока наносов из реки и характеризуется соответствующими средними значениями концентрации тяжелых минералов, присущим бзыбскому аллювию. Дифференцирующее значение морского волнения может сказаться на этом участке лишь в период сезонного прекращения речного стока (например, зимой).

Морфодинамическая обстановка морского края дельты Нила характеризуется преобладанием на большей части берега перемещения наносов вдоль контура берега от устья Розетты на восток вплоть до молов Порт-Саида. Вместе с тем примерно на 10 км берега к западу от устья Розетты наносы движутся в обратную сторону, где в вершине залива Абу-Кир имеет место конвергенция с небольшим встречным потоком наносов. Эта морфодинамическая ситуация подтверждается результатами расчетов вдольбереговых составляющих потока волновой энергии, которые выполнены по волновым данным за период 1964-1973 гг. (рис.79).



Рис. 79. Распределение вдольбереговых составляющих потока волновой энергии (плавная линия) и процентного содержания тяжелых минералов (ломаная) для морского края дельты Нила (Сафьянов, 1994)

Наносы в береговую зону пляжа поступают вследствие притока из двух источников - основного-устья Розетты, и подчиненного - устья Дамьетты. Имеются дополнительные сведения о возможном небольшом притоке наносов с подводного склона в районе аккумулятивного выступа Буруллус.

В соответствии с резкими изменениями контура берега, происходят значительные колебания продольной структуры вдольберегового потока наносов. Сравнивая распределение вдольбереговых составляющих потока волновой энергии с распределением концентрации тяжелых минералов, приходим к заключению, что максимальные концентрации тяжелых минералов приурочены к участкам наиболее существенных градиентов волновой энергии. Напротив, наименьшие концентрации тяжелых минералов или их стабильность соответствуют низким значениям градиента энергии, что характерно, например, для центральной части морского края дельты. Нетипичное отклонение в сторону роста концентрации

тяжелых минералов имеет место в 20 км к востоку от протоки Бурулус. Это отклонение как раз и может быть объяснено притоком тяжелых минералов на пляж с подводного берегового склон, где размещаются древнеаллювиальные отложения протоки Себеннит.

Обобщая эмпирические данные о соотношении концентрации тяжелых минералов в современных пляжевых отложениях с градиентом вдольбереговой составляющей потока волновой энергии, или с градиентом расхода вдольберегового потока наносов применительно к двум рассмотренным объектам, следует констатировать общность намеченной закономерности. Наибольшие градиенты расхода вдольберегового потока наносов приближены к источникам поступления наносов и самих тяжелых минералов.

Дифференциация наносов и по гранулометрическому и по минералогическому составу начинается немедленно после притока аллювия на берег, однако для выражения соответствующих эффектов необходимо некоторое время, и наносы должны пройти некоторый путь от источника их поступления. Когда твердый сток реки сопоставим с величиной расхода вдольберегового потока наносов, расстояние от источника, соответствующее достаточно полному проявлению дифференциации наносов по минеральному составу на пляже, по нашим наблюдениям составляет 400-600 м для условий восточной части Черного моря. Если же сток речных наносов превосходит транспортирующие возможности вдольберегового потока наносов, то проявление эффекта дифференциации пляжевых наносов по минералогическому составу следует ожидать в нескольких километрах от источника их поступления.

При наличии вдольберегового перемещения наносов максимум концентрации тяжелых минералов практически всегда смещен вдоль берега от источника поступления терригенного материала. Это положение можно считать практической рекомендацией при поисках россыпей тяжелых минералов аналогичного происхождения в ископаемых толщах осадков.

Литолого-геоморфологический анализ распределения содержания тяжелых минералов вдоль берега, кроме воздействия волнения, позволяет показать важность условий питания берегов обломочным материалом, а также особенностей геоморфологии аккумулятивных форм и направленности их развития (Аксенов и др., 1965). На рис. 80 представлены некоторые общие случаи концентрации тяжелых минералов в зависимости от указанных факторов и они являются ярким примером многообразия особенностей продольной структуры вдольберегового потока наносов.

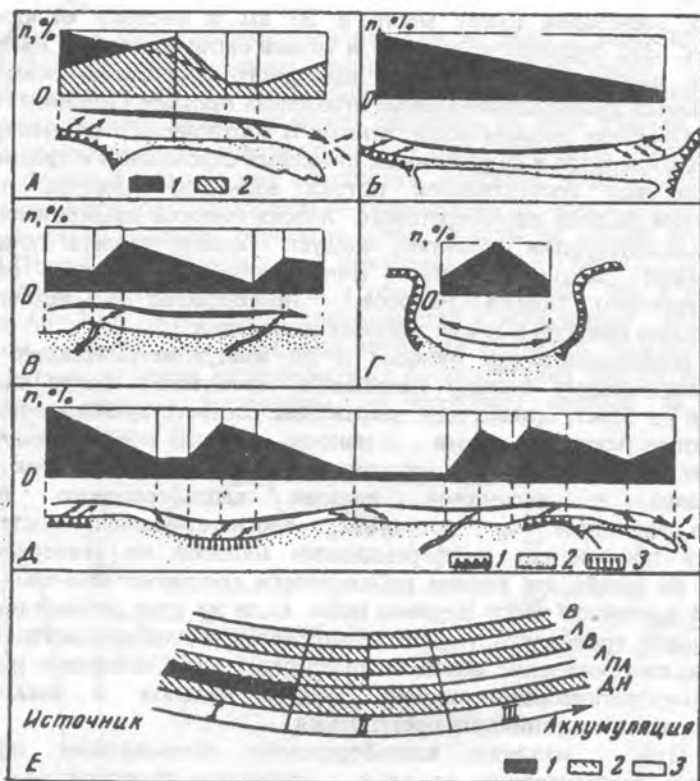


Рис. 80. Схемы содержания тяжелых минералов вдоль берегов некоторых аккумулятивных форм (Аксенов, Невесский, Павлидис, Щербаков, 1965)

А - распределение тяжелых минералов вдоль свободной аккумулятивной формы с абразионным питанием: 1-при абразии мелкопесчаной толщи; 2- при абразии грубообломочной толщи; Б - распределение тяжелых минералов вдоль замыкающей аккумулятивной формы при одностороннем переносе наносов; В - распределение тяжелых минералов вдоль аккумулятивного берега при аллювиальном питании; Г - распределение тяжелых минералов по дуге аккумулятивного берега при миграциях наносов; Д - распределение тяжелых минералов вдоль сложного абразионно-аккумулятивного берега с однонаправленным потоком наносов: 1-абразионные участки берега; 2-аккумулятивные участки берега; 3-разрыв аккумулятивных участков; Е - принципиальная плановая схема распределения тяжелых минералов на аккумулятивном участке побережья в зависимости от параметров потока наносов: I-зона зарождения потока наносов; II-зона транзита наносов; III-зона аккумуляции наносов; дн-дюна, пл-пляж, л-ложбина, в-вал; 1-максимальные концентрации; 2-средние концентрации; 3-минимальные концентрации

## 15. ВЛИЯНИЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ НА ДИНАМИКУ НАНОСОВ

Уже первые наблюдения на берегах показали важное влияние колебаний уровня водной поверхности на динамику наносов береговой зоны.

При этом выявляется необходимость анализа как кратковременных изменений уровня, происходящих за интервалы времени порядка длительности фазы шторма, так и более продолжительных изменений длительностью порядка сезонов года. В исследованиях последних лет приоритетное место занимает анализ длительных колебаний уровня Мирового океана, происходящих с небольшой скоростью, но из-за широкого распространения оказывающих исключительное воздействие на динамику и развитие морских берегов.

Наблюдениями установлено (Муселяк, 1974), что для анализа результатов воздействия на берега необходимо учитывать не только собственные характеристики волнений, но и их производные по времени, то есть производную изменения высоты волны ( $dh / dt$ ) и в особенности производную изменения положения уровня поверхности моря по времени ( $dH / dt$ ).

Положительной величине производной  $dH / dt$  соответствует размыв пляжа, отрицательной - намыв. То же самое справедливо и для объемных изменений на профиле  $dS / dt$ . Отмеченная выше зависимость наиболее отчетливо прослеживается в том случае, когда ход производной уровня по времени совпадает с ходом производной высоты волн. При противоположно направленном ходе изменения этих производных процесс переформирования берегового вала (размыв или аккумуляция) определяется прежде всего ходом производной  $dH / dt$  (рис. 81).

Установленная количественная связь между линейной скоростью отступления или наращивания берега ( $dx / dt$ ) и производными по времени от гидродинамических характеристик шторма (изменения уровня поверхности моря и высоты волн) для произвольного промежутка времени имеет следующий вид:

$$X = X_0 - \int_0^t \left( \mu \frac{dH}{dt} + \varepsilon \frac{dh}{dt} \right) dt$$

где  $\mu$  и  $\varepsilon$  - безразмерные коэффициенты, зависящие в частности и от угла наклона берегового вала,

$$\mu = - \left( \frac{\partial x}{\partial H} \right)_h \quad \varepsilon = - \left( \frac{\partial x}{\partial h} \right)_H$$

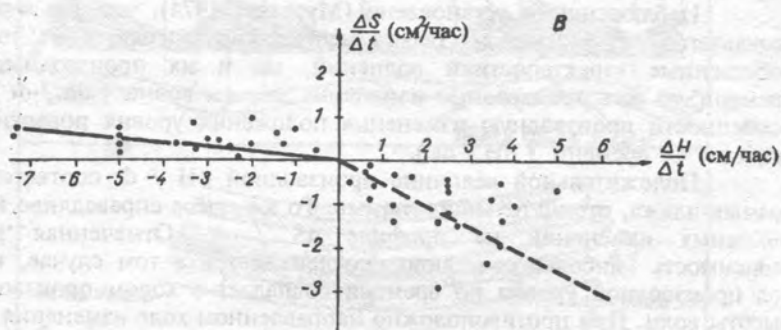
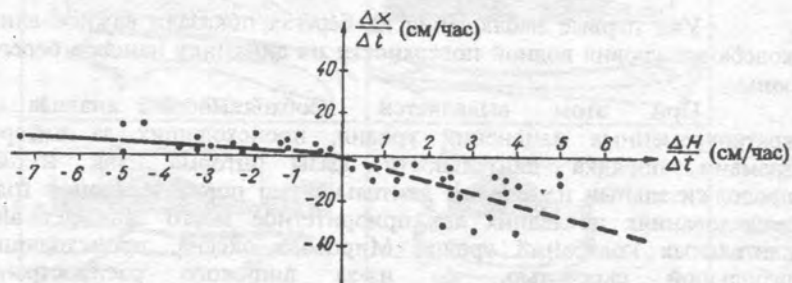


Рис. 81. Динамика береговой линии (A) и объема транспортируемого материала (B) в зависимости от градиента изменения уровня (Муселяк, 1978)

Такая же функциональная зависимость получена и для объема перерабатываемого материала, приходящегося на единицу времени, единицу длины фронта пляжа и на единицу протяженности активной части его профиля ( $dS/dt$ ):

$$S = S_0 - \int_0^t \left( v \frac{dH}{dt} + \eta \frac{dh}{dt} \right) dt$$

Процесс размыва протекает значительно эффективнее (приблизительно в 5 раз), чем процесс аккумуляции. Для процесса размыва коэффициенты равны:

$$\mu \approx \mu^- = -5; \quad v = v^- = -0,5; \quad \varepsilon \sim \mu \quad \text{и} \quad \eta \sim v;$$

а для процесса аккумуляции

$$\mu^+ = -1; \quad v^+ = -0,1; \quad \varepsilon^+ = -1,2 \quad \text{и} \quad \eta \sim v$$

Отмеченное выше различие величин коэффициентов совершенно естественно, так как для переноса материала вверх по склону (при аккумуляции) совершается работа против асимметрично действующей силы тяжести, а при размыве сила тяжести способствует выносу частиц вниз по склону.

Представленные выше количественные зависимости показывают, что профиль берегового вала перемещается вместе с изменением уровня, на котором работают волны. Принципиально это должно быть справедливо только в случае не очень быстрых изменений параметров шторма. Однако эта безинерционность практически всегда проявляется.

Морфодинамические изменения на берегах, связанные с сезонностью изменения штормового воздействия на берег, в этом контексте могут быть также рассматриваемы как подтверждение зависимости развития динамики берега от производной уровня по времени. В самом деле рост параметров волн от лета к зиме (увеличение во времени градиентов высоты волн) сопровождается размывом пляжей, а обратные изменения - аккумуляцией.

Приоритетное значение в последние годы приобрели исследования по прогнозу последствий повышения уровня океана для динамики и развития берегов. Как известно, при всяком подъеме уровня дно моря в границах береговой зоны испытывает перестройку в направлении установления соответствующей "равновесной формы". Уровень дна будет следовать за повышением уровня воды, пока дно не будет покрываться слоем воды, который существовал на данном расстоянии от береговой линии до подъема уровня моря (рис.82).

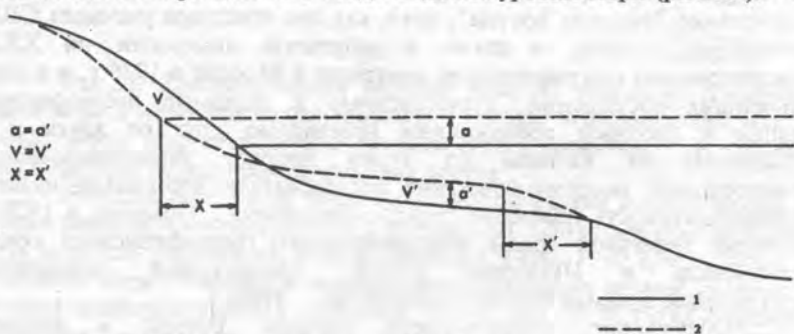


Рис. 82. Реакция профиля берега на повышение уровня моря по Брууну (Дюбуа, 1980, с изменениями): 1 - уровень моря и профиль берега (исходные); 11 - уровень моря и профиль берега после повышения уровня

Исходя из предположения о поступлении материала для повышения поверхности дна за счет поперечного перемещения наносов с соответствующей поверхности побережья выше среднего уровня, П. Бруун определил, что для условий юго-восточного побережья Флориды

скорость отступления береговой линии составляет 0,3 - 0,9 м / год\*. Отложение наносов на подводном склоне в точке пересечения линий профиля дна до и после подъема уровня моря равно нулю и возрастает мористее этой точки, достигая максимума на некотором расстоянии от берега, а затем этот процесс, в связи с медленным уходом вымываемого материала на большие глубины, постепенно затухает.

Как показал П.Бруун, математическое выражение для профиля равновесия, неоднократно проверенное на размываемых берегах с равновесным профилем, имеет вид  $H^{3/2} = px$ , где  $H$  - глубина;  $x$  - расстояние от уреза берега;  $p = 0,04$  при  $x$  и  $H$ , выраженных в метрической системе. Расчеты, проведенные исходя из этой зависимости для подъема уровня в 0,5 м, показывают, что линия уреза должна отступить на 50 м. В то же время на выработку такого профиля требуется значительное время, а шторм может прекратиться до того, как профиль равновесия окончательно сформируется. Наиболее быстрая реакция на изменение гидродинамической обстановки во время прилива-отлива отмечается для хорошо фильтрующих отложений. Сезонные миграции береговой линии в Пойнт Рейс Бич (Калифорния) составляют около 30,5 м. В районе, где пляж сложен вулканическими песками с размером зерен от 0,5 до 2 мм, изменения положения береговой линии могут достигать от 30 до 60 м за время одного шторма, тогда как на пляжах датского побережья Северного моря при крупности песка 0,20-0,25 мм линия уреза перемещается от сезона к сезону на 10-20 м.

Закономерность, связывающая повышение уровня моря и отступление аккумулятивного берега получила в западной литературе наименование "правила Брууна", хотя, как это признано учеными США [Proceedings..., 1980], а также в результате дискуссии на XXIII Международном географическом конгрессе в Москве в 1976 г. и в ходе дальнейших обсуждений, отечественные и западные исследователи пришли к сходным суждениям независимо друг от друга и в дальнейшем их взгляды по этому вопросу характеризовались конвергенцией; поэтому советские исследователи настаивали назвать эту закономерность правилом "Брууна-Зенковича". Позднее, в 1979 г. Комиссия береговой среды Международного географического союза организовала в Ньюпорте (США) специальный симпозиум, посвященный правилу Брууна [Proceedings..., 1980].

Обсуждение применимости правила Брууна к анализу динамики берегов в ходе трансгрессии океана выявило, в частности, возможности принципиально иных направлений движения наносов в зоне пляжа, обеспечивающих тем не менее тот же конечный эффект отступления береговой линии, что и правило Брууна (рис.83).

\*Скорость отступления берега определена для сравнительно интенсивного поднятия уровня океана в пределах западной части Атлантического океана, составившего за десятилетие (1946-1956 гг.) 5,5 мм/год.

Теоретический анализ, а также данные прямых наблюдений показывают важность расхода пляжевых наносов, который обеспечивается переплескиванием прибойного потока через поверхность сравнительно узких аккумулятивных форм рельефа - баров и кос - в тыловую часть пляжа. К сходным эффектам ведут эоловые потери наносов, а асимметричные течения в приливных проливах со взморья внутрь лагун и эстуариев также переносят значительную часть наносов. Так, по оценке соотношений объемов размыва с потерями наносов вследствие названных процессов на одном из участков побережья Род Айленда переплескивание прибой обеспечивает перемещение 26%, а отложение в приливных дельтах - 35% наносов от величины объема размыва за тот же период. Таким образом, лишь 38% от общего объема размыва обеспечивается движением наносов в соответствии с правилом Бруна, а 62% потерь наносов обеспечено иными механизмами транспорта.

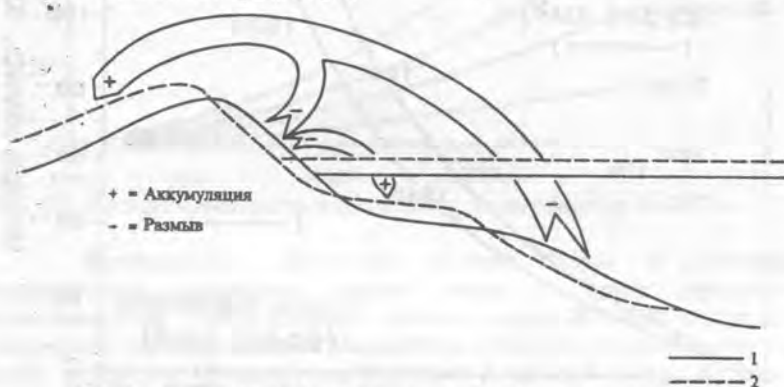


Рис.83. Гипотетическая реакция профиля берега на повышение уровня моря и переплескивание прибойного потока через береговой вал, по Дюбуа, 1980: I - уровень моря и профиль берега (исходные); II - уровень моря и профиль берега после повышения уровня

Реакция берегов на изменения уровня океана исследовалась во многих работах. Основываясь на информации Комиссии по природной среде морских побережий, можно считать (Берд, 1990), что около 20% берегов мира песчаные и ограничены береговыми валами, дюнами и другими аккумулятивными формами. Более чем 70% таких берегов в последние несколько десятилетий размываются, менее 10% выдвигаются, а остальные остаются относительно стабильными. Хотя нельзя считать, что подъем уровня океана - единственная причина размыва песчаных берегов, однако, несомненно, это одна из важнейших причин.

Особенно значительна и драматична реакция на повышение уровня тех берегов, которые дополнительно из-за тектонического опускания или уплотнения осадков, вследствие антропогенного воздействия (откачки нефти, газа и подземных вод, а также

избыточного давления, вызванного тяжелыми антропогенными сооружениями - городами, водохранилищами и т.п.) дополнительно погружаются. Так по наблюдениям за более чем столетний период устанавливается значительная потеря увлажненных земель штата Луизиана и Миссисипской дельтовой равнины в сумме 270 км<sup>2</sup>, причем наибольшие потери свойственны районам, примыкающим к береговой линии (рис. 84).

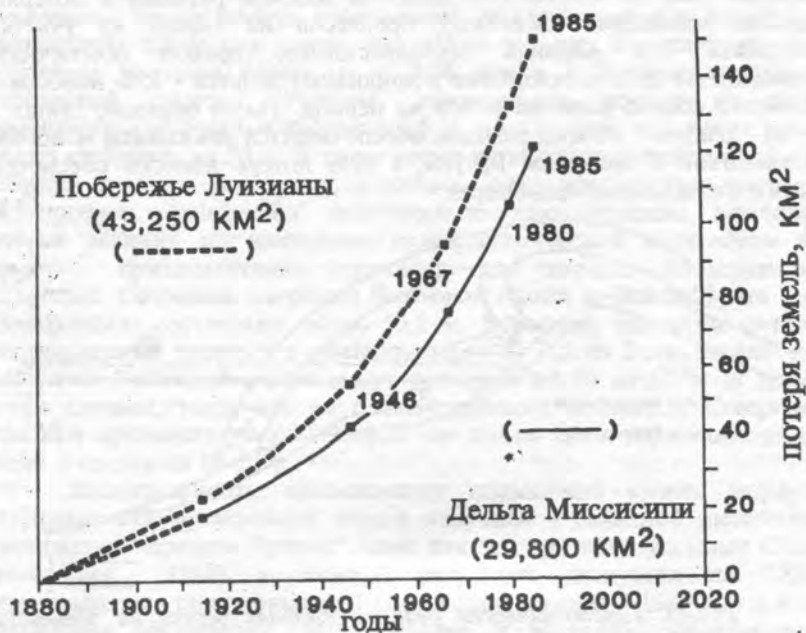


Рис. 84. Скорости потери увлажненных земель на побережье Луизианы и дельтовой равнины Миссисипи ( *Saving Louisianas Coastal wetlands, 1985* )

Геоморфологами Московского университета в цикле работ по динамике берегов Каспийского моря показана решающая роль колебаний его уровня, в особенности повышения уровня на 2 м за последние 15 лет, в размыве берегов, усилении абразии и пассивном затоплении суши ( Леонтьев, Маев, Рычагов, 1977; Рычагов, 1977, 1994, 1995; Ignatov et al., 1992; Сафьянов, Игнатов, 1994; Сафьянов и др., 1995).

Проблема реакции размыва берегов на повышение уровня и в частности проблема динамики берегов Каспия приобретает все большую актуальность в связи с имеющимися прогнозами, согласно которым уровень океана к 2100 г. может подняться на 1,4 - 2,2 м и даже на 3,45 м ( Каплин и др., 1994 ). Каспийские берега, развивающиеся в условиях исключительно быстрого подъема уровня

( до 20 - 30 см в год ), представляют собой естественную модель возможного развития берегов всего Мирового океана в случае реализации имеющихся прогнозов авторитетных научных коллективов относительно прогноза изменения его уровня в ближайшие десятилетия (рис. 85).

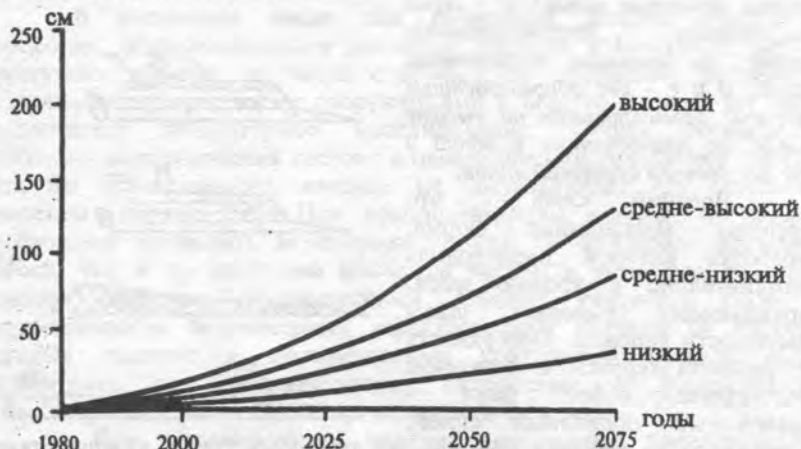


Рис. 85. Сценарии возможного повышения уровня океана до 2075 г.

Вертикальные движения земной коры и длительные эвстатические колебания уровня моря в сумме приводят к относительным перемещениям уровня моря. В свою очередь эти изменения сопровождаются смещением области действия волновых и иных процессов, формирующих рельеф береговой зоны. Длительные стояния уровня моря на иной высоте по сравнению с современным положением береговой линии приводят к формированию древних береговых линий, которые обычно выражаются в рельефе прибрежной полосы суши или морского дна в виде линейно вытянутых комплексов береговых аккумулятивных и абразионных форм и линейно вытянутых полос, соответствующих древнему береговому склону, одновозрастному древней береговой линии. Такие образования называют морскими террасами.

Морские террасы, образованные при более высоком, чем современный уровень, называют поднятыми, а образованные при более низком уровне в сравнении с современным, погруженными террасами.

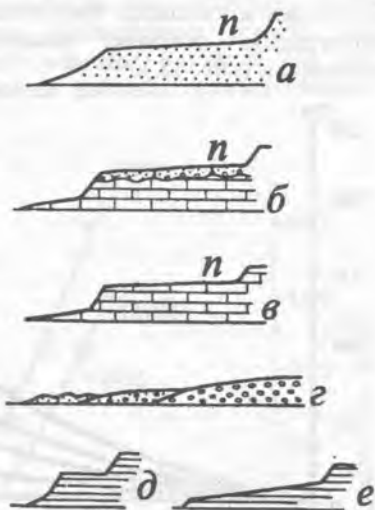
По генезису и сложению морские террасы могут разделяться на абразионные, цокольные (абразионно-аккумулятивные) и аккумулятивные (рис.86).

Основные морфологические элементы террасы удобнее всего рассмотреть на примере абразионной террасы. Абразионная терраса представляет собой вогнутую форму рельефа, состоящую из древнего

клифа, тылового шва террасы, собственно поверхности террасы и ее бровки.

Рис.86. Типы морских террас: а - аккумулятивная; б - цокольная; в - абразионная; (п - древние береговые линии); г - серия прислоненных аккумулятивных террас, не имеющих выраженных бровок; д и е - две разновозрастные террасы, различающиеся по высоте бровок, но приуроченные к одной и той же древней береговой линии.

Древний клиф - это береговая абразионная форма, выработка которой происходила применительно к уровню моря, маркируемому тыловым швом поверхности террасы. Поверхность абразионной террасы в основном представляет собой бенч - абразионный подводный склон, синхронный по времени образования тыловому шву и клифу. Бровка террасы - это линия перегиба профиля поверхности террасы на участке ее срезания гипсометрически более низким клифом, относящимся уже к террасе.



Поскольку террасы - это древние формы рельефа, они могут рассматриваться как образования, анализ которых дает нам определенную информацию о геологическом прошлом побережья. Важнейшей задачей морфометрического изучения террасы с этой точки зрения является определение ее высоты.

Высота бровки сохранившейся террасы зависит от условий эрозии и седиментации в период после ее формирования и не показательна для определения высоты террасы. Гораздо правильной сравнивать высоты террас по высотам их тыловых швов, которые соответствуют положению древней береговой линии моря.

Поверхность береговой аккумулятивной террасы состоит из серии береговых валов, причленяющихся последовательно друг к другу. Эта поверхность в период образования террасы находилась гипсометрически выше уровня моря. Таким образом о положении уровня моря можно составить представление по высоте подножия последнего по времени образования берегового вала.

Сравнение относительных высот береговых валов является важным критерием для суждения о направлении развития побережья. При погружении побережья береговые валы характеризуются уменьшением высоты по мере удаления от берега в сторону суши, а при относительном поднятии высоты валов в том же направлении возрастают.

## 16. МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК МЕТОД ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

### Экспериментальное моделирование

В настоящее время для выявления деталей природных процессов, обуславливающих движение наносов в береговой зоне и изменение рельефа, а также особенностей процессов, вызванных различными инженерными сооружениями в береговой зоне, все чаще применяется лабораторное моделирование. Общая особенность проблемы моделирования состоит в необходимости разделения любого, хотя бы и несложного, явления на составляющие его отдельные процессы (Шуляк, 1964). При воспроизведении явления на модели необходимо проводить моделирование как по критерию движения потока, так и по критерию движения частиц в нем. Эти критерии подобия являются динамическими. Следует учитывать также и кинематические безразмерные характеристики потоков (и частиц), которые связаны с динамическими критериями безразмерными скоростями (или безразмерными скоростями и ускорениями), поскольку в них входит диаметр частиц или скорость.

При моделировании явления необходимо предварительно определить, к каким динамическим критериям подобия относятся процессы, составляющие явление. Этой цели служит классификация процессов по динамическим критериям подобия (Шуляк, 1964). Классификация включает рассмотрение критериев подобия применительно к процессам движения жидкости и к процессам движения частиц в потоках.

Наиболее простой случай моделирования движения жидкости и частиц в потоке - когда процессы описываются совместными критериями. Примером может служить движение крупных частиц в поступательном или волновом потоке идеальной тяжелой жидкости. Моделирование потока осуществляется в этом случае по критерию Фруда  $Fr = v^2 / gH = C$ , а моделирование движения частиц - по расширенному критерию Фруда  $Fr = v_s^2 / (\rho_s - \rho)gd = C$ , где  $v$  - скорость потока;  $g$  - ускорение силы тяжести;  $H$  - глубина потока;  $v_s$  - скорость движения частиц;  $d$  - характерный размер частиц;  $\rho$  и  $\rho_s$  - соответственно плотность жидкости и частиц. К перечисленным критериям добавляются кинематические зависимости.

Нередко процессы движения жидкости и процессы движения частиц в жидкости описываются несовместимыми критериями подобия. В тех случаях, когда точное моделирование невозможно, на модели следует точно воспроизводить основной процесс, а второстепенные с допускаемой степенью приближения.

В практике лабораторного моделирования иногда прибегают к изменению плотности частиц наносов (применяется пемза, полистирол) для увеличения степени подвижности наносов, однако при

изменении плотности растут размеры частиц, что изменяет их соотношение с параметрами волн. Одной из серьезных трудностей является воспроизведение такого движения наносов на модели, чтобы структура вдольберегового потока наносов была подобна натурной.

Чаще всего при моделировании применяются те же наносы, что и в природе, что вызывает необходимость искажения вертикального масштаба модели по отношению к горизонтальному. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов на модели выражено уравнением  $n_r = n_B^{3/2}$ , соотношение этих масштабов с масштабами параметров волн представлено в виде  $n_h = n_\lambda = n_B = n_r^{2/3}$ . Масштаб параметров волн одновременно является и масштабом глубины. Моделирование без искажения линейного масштаба возможно только для галечных пляжей, но не для песчаных.

Переход от модели к натурным условиям может быть осуществлен путем введения масштабных коэффициентов. Для обычно применяемых в лабораториях линейных масштабов от 1:100 до 1:250 масштабный коэффициент для крутизны волн  $\gamma$  варьирует от 2,5 до 3,0, а для высоты волны  $h$  - от 1:16 до 1:27.

Исходя из граничных условий некоторых уравнений движения жидкости, рекомендуются следующие масштабы лабораторного моделирования процессов на пляжах и для развития береговой линии: вертикальный - 1:100 и горизонтальный - 1:300, процессов в эстуариях: вертикальный - 1:100 и горизонтальный 1:800.

Ж. Камфуис в книге о моделировании береговых процессов, отдавая должное трудностям, возникающим при их воспроизведении на модели, считает лабораторное моделирование не столько наукой, сколько искусством.

### Математическое моделирование

Потребности практики, наряду с лабораторным моделированием, выдвинули задачу математического моделирования развития некоторых форм рельефа. К их числу относится описание контура береговой линии, формируемого привнесением или изъятием осадков береговой зоны, влиянием различных препятствий вдольбереговому перемещению наносов. В отличие от лабораторного моделирования, для которого необходимо знание существа моделируемых процессов, математическое моделирование представляет собой метод описания и возможно при наличии определенных предпосылок, упрощающих формулировку задачи. Нередко практика не в состоянии ждать, пока будут преодолены все затруднения в области теории и экспериментальных наблюдений с целью создания убедительной общей теории движения наносов в береговой зоне и развития ее рельефа. Формализованная постановка и решение математической задачи могут оказать серьезную помощь практике, а иногда позволяют уточнить некоторые теоретические положения.

Примером может служить краткое описание математической модели развития дельты в условиях притока осадков из реки и их вдольберегового перемещения (Котар, 1973). Для облегчения математического решения задачи предшествующие исследователи выдвинули ряд предпосылок: 1) непрерывность стока реки обеспечивает постоянное снабжение береговой зоны осадками; 2) волны подходят к берегу под постоянным углом на глубокой воде и имеют постоянную высоту и период; 3) рефракцией и дифракцией волн пренебрегают.

В рассматриваемой модели береговая линия представляется в виде серии элементарных прямоугольников постоянной ширины  $x$  и различной длины  $y_1 \dots y_{i-1}$ ,  $y_i$ ,  $y_{i+1} \dots y_n$ , образуемых в системе прямоугольных координат. Контур береговой линии задается, следовательно, определенным значением  $y$ . Изменения береговой линии, вызванные вдольбереговым транспортом, могут быть выражены как изменения площади за интервал времени  $\Delta t$ :

$$\Delta v_i = (S_{i-1} - S_i) \Delta t, \quad (16.1)$$

где  $S_i$  - значение вдольберегового переноса из клетки  $i$  к клетке  $i+1$ ;  $S_{i-1}$  - вдольбереговой перенос от клетки  $i-1$  к клетке  $i$ ;  $\Delta t$  - приращение времени, дни.

Параметр  $\Delta v_i$ , с другой стороны, представляет произведение единичной площади на глубину береговой зоны, до которой происходит поступление осадков или размыв дна; она принимается в данном случае постоянной и равной  $D$ :

$$\Delta v_i = D \Delta y_i \Delta x. \quad (16.2)$$

Решая уравнения (16.1) и (16.2) относительно  $\Delta y_i$ , получаем

$$\Delta y_i = (S_{i-1} - S_i) \frac{\Delta t}{D \Delta x} \quad (16.3)$$

Если элементарный прямоугольник находится вблизи устья реки с расходом наносов  $S_r$ , то уравнение (16.3) может быть модифицировано в

$$\Delta y_i = (S_r + S_{i-1} - S_i) \frac{\Delta t}{D \Delta x}. \quad (16.3a)$$

Для модели существенно, чтобы значение  $\Delta y_i$  было сравнительно небольшим, чтобы отсутствовали резкие "скачки" контура береговой линии. Обычно требуется, чтобы и  $\Delta x$  было

достаточно малым. С  $\Delta x = 100$  м можно считать удовлетворительным приращение  $\Delta t = 0,1$  дня.

Соответствующие модели изменения береговой линии, таким образом, включают: 1) определение начального контура береговой линии; 2) установление источников осадков, поступающих на берег, или возможных потерь осадков; 3) учет параметров волн на глубокой воде (высота, период, угол подхода); 4) оценку перемещения наносов вдоль пляжа, вызываемого параметрами волн; 5) определение, насколько береговая линия трансформирована по сравнению с начальным контуром при наличии приращения времени  $\Delta t$  за некоторый промежуток времени.

Перемещение осадков из одной клетки в соседнюю оценивается на основании уравнения, которое для кварцевых частиц ( $\rho_s = 2,65$  г/см<sup>3</sup>) при значении коэффициента  $k = 0,77$  принимает вид, удобный для практических расчетов:

$$S = 6,85 \cdot 10^{-5} (E C n)_p \sin \alpha_p \cos \alpha_p \quad (16.4)$$

При этом, если  $(E C n)_p$  задается в эргах на сантиметр в секунду, то значение  $S$  измеряется в кубических метрах в день. Угол  $\alpha_i$ , образуемый береговой линией с осью  $x$  на отрезке ее между клетками  $i$  и  $i+1$ , вычисляется по соотношению

$$\operatorname{tg} \alpha_i = \frac{y_i - y_{i+1}}{\Delta x} \quad (16.5)$$

Если волны на глубокой воде образуют угол  $\alpha_0$  с направлением оси  $x$ , то угол подхода волн в зоне разрушения по отношению к направлению линии берега  $\alpha_p = \alpha_i \pm \alpha_0$  может быть представлен с помощью тригонометрического тождества в виде:

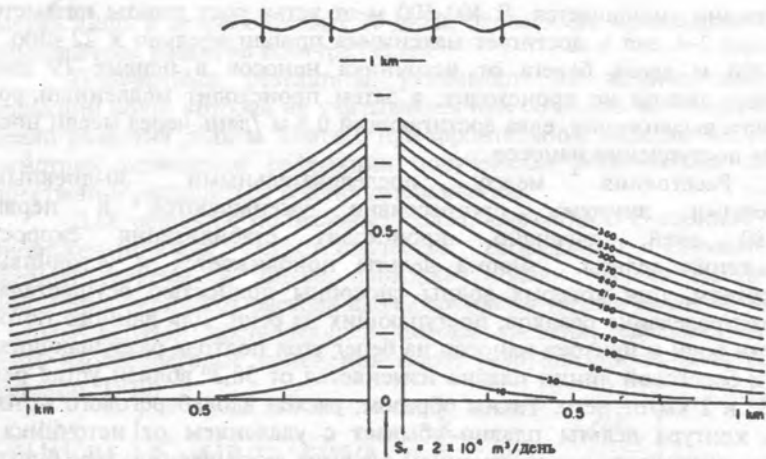
$$\operatorname{tg} \alpha_p = \operatorname{tg}(\alpha_i \pm \alpha_0) = \frac{\operatorname{tg} \alpha_i \pm \operatorname{tg} \alpha_0}{1 \mp \operatorname{tg} \alpha_i \cdot \operatorname{tg} \alpha_0} \quad (16.6)$$

Приведенные выше соотношения позволили П. Комару развить несколько математических моделей выдвигения дельты в условиях вдольберегового перемещения наносов.

Первая из моделей сравнительно проста: река снабжает осадками первоначально ровный прямолинейный берег, а волны движутся по нормали к берегу. Расход твердого стока реки принят равным  $S_r = 2 \cdot 10^4$  м<sup>3</sup>/день при ширине русла 200 м и удельном расходе 50 т / день на 1 фут ширины потока. Приращения были приняты для  $\Delta x = 100$  м и для  $\Delta t = 0,1$  дня, а предел глубин  $D$ , до которого осуществляется осадконакопление в береговой зоне, принят равным 4 м. Рис. 87.1 показывает первые 360 дней развития дельты, причем

поток волновой энергии  $P = E C n = 3 \cdot 10^8$  эрг см<sup>-1</sup>с<sup>-1</sup>.

1



2

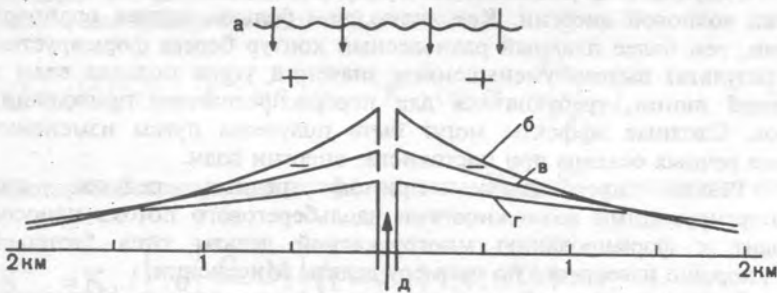


Рис. 87. Развитие дельты в условиях постоянного притока осадков объемом  $2 \cdot 10^4 \text{ м}^3$  в сутки: 1) в течение первых 360 суток и потоке волновой энергии  $3 \cdot 10^8 \text{ эрг см}^{-1} \text{ с}^{-1}$ ; 2) для различной величины потока (а) энергии волн через год развития: (б) -  $3 \cdot 10^8$ , (в) -  $5 \cdot 10^8$ , г -  $10 \cdot 10^8 \text{ эрг см}^{-1} \text{ с}^{-1}$

Для первых 30 дней развития непосредственно в устье величина скорости выдвигания дельты максимальна - 21 м /день в первый день, а затем уменьшается до 4 м /день. В 200-300 м от устья величина скорости достигает максимума - 4,6 м /день в первые 7-8 дней, а потом

постепенно уменьшается. В 400-500 м от устья рост дельты незаметен в первые 3-4 дня и достигает максимума приблизительно к 22 дню. В 900-1000 м вдоль берега от источника наносов в первые 19 дней развития дельты не происходит, а затем происходит медленный рост скорости выдвигания, едва достигающий 0,8 м /день через месяц после начала поступления наносов.

Расстояния между последовательными 30-дневными береговыми линиями прогрессивно уменьшаются в первые 150-180 дней, очевидно, происходит стабилизация скорости выдвигания дельты. Форма дельты приближается к устойчивым очертаниям, при которых волны способны полностью осуществлять перераспределение осадков, поступающих из реки. Для данного потока энергии волн и притока наносов на берег угол подхода разрушающихся волн к береговой линии плавно изменяется от  $38,3^\circ$  вблизи устья реки до  $7,5^\circ$  в 2 км от него. Таким образом, расход вдольберегового потока вдоль контура дельты плавно убывает с удалением от источника в полном соответствии с изменением объемов аккумуляции: чем больше расстояние от речного устья, тем меньше наносов остается для транспортировки.

Рисунок 87.2 указывает на эффекты, вызываемые изменением притока волновой энергии. Как видно, чем больше приток волновой энергии, тем более плавный равновесный контур берега формируется. Этот результат вызван уменьшением значений углов подхода волн к береговой линии, требующихся для перераспределения приходящих осадков. Сходные эффекты могут быть получены путем изменения притока речных осадков при постоянстве энергии волн.

Резкое преобладание притока речных осадков над транспортирующими возможностями вдольберегового потока наносов приводит к формированию многорукавной дельты типа "птичьей лапы", хорошо известного по примеру дельты Миссисипи.

В расчете может быть учтено и влияние крутизны подводного склона и, соответственно, изменение глубины  $D$ , до которой осуществляется перераспределение наносов на подводном склоне. Большая крутизна подводного склона, естественно, замедляет скорость выдвигания дельты, а в природных условиях этим механизмом служит рост потерь наносов в подводных каньонах в случае приближения дельты к бровке шельфа.

Вторая группа моделей рассматривает эффекты, вызванные косым подходом волн к первоначально прямолинейной береговой линии. Как и ожидалось, такой подход волн формирует асимметричную дельту: однако асимметрия не так ярко выражена, как предполагалось. Было замечено, что река действует как барьер по отношению к вдольбереговому перемещению наносов. Большее накопление наносов происходило с той стороны выступившей дельты, которая характеризуется наименьшим углом подхода волн к береговой линии. Асимметрия дельты при подходе волн под углом  $10^\circ$  к исходной береговой линии едва заметна. При угле подхода волн  $5^\circ$  она наиболее

заметна лишь в течение первых 10 дней, после этого происходит почти симметричное развитие контура берега.

Полученные результаты указывают на важное значение рефракции волн, которая не учитывалась при создании математической модели развития дельты. Однако при фронтальном подходе волн из-за симметрии возможной рефракции полученный результат не должен существенно расходиться с действительностью.

Для решения прикладных задач, связанных с оценкой роли прибрежно-морских гидротехнических сооружений, создаются и совершенствуются и более сложные модели. В частности для вычисления величины расхода вдольберегового потока наносов, наряду с вдольбереговой составляющей потока энергии, сделана попытка учесть вдольбереговые изменения высот разрушающихся волн (Ozasa, Brampton, 1980)

$$I = (E C n)_p \left( K_1 \cdot \sin \alpha_p \cdot \cos \alpha_p - \frac{K_2}{\operatorname{tg} \beta} \cos \alpha_p \cdot \frac{\partial h_p}{\partial y} \right), \quad (16.7)$$

в котором  $K_1$  и  $K_2$  - эмпирические коэффициенты, а  $\operatorname{tg} \beta$  - уклон пляжа. Приводя это выражение к форме для объемного транспорта, что более удобно для практических целей, получаем

$$Q = (h^2 C n)_p \left( K^*_1 \sin 2\alpha_p - K^*_2 \cos \alpha_p \cdot \frac{\partial h_p}{\partial y} \right) \quad (16.8)$$

в котором безразмерные коэффициенты  $K^*_1$  и  $K^*_2$  выражаются как

$$\begin{aligned} K^*_1 &= K_1 / \left[ 16 \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - \lambda_v) 1,416^{5/2} \right] \\ K^*_2 &= K_2 / \left[ 8 \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - \lambda_v) \operatorname{tg} \beta \cdot 1,416^{5/2} \right] \end{aligned} \quad (16.9)$$

где  $\rho_s$  - плотность осадков,  $\lambda_v$  - отношение объема порового пространства к полному объему осадков.

Первые члены уравнения (16.7) или (16.8) описывают транспорт песка, вызванный косо подходящими волнами. Второй член характеризует транспорт, вызванный вдольбереговыми вариациями высот волн. В принципе должен был быть и третий член, учитывающий вдольбереговые различия в углах подхода волн к зоне разрушения, однако по порядку величины он пренебрежимо мал в сравнении с двумя первыми членами уравнения.

Представляет практический интерес обсуждение вопроса о величинах коэффициентов в приведенных уравнениях.

При учете среднеквадратичных высот волн для  $K_1$  было найдено (Комар, Инман, 1970) значение  $K_1 = 0,77$ . Соответствующая величина при действии вдольберегового течения  $K' = 0,28$ . Последующие семь экспериментов с мечеными песками привели к значению  $K' = 0,21$ , что составляет  $3/4$  значения, определенного Комаром и Инманом. Это означает возможное уменьшение  $K_1 = 0,75 \times 0,77 = 0,58$ . На основании экспериментального материала сделано заключение, что расход в формуле (14.1) может быть определен с точностью  $\pm 50\%$ . Косвенные результаты использования  $K_1$  в качестве калибровочного параметра в моделях динамики береговой линии указывают (Hogikawa, 1988), что низкие значения коэффициента более предпочтительны.

Величина коэффициента  $K_2$  определялась теоретически, на основе моделирования в полевых условиях и в лаборатории. При этом наиболее типичное отношение  $K_1/K_2$  изменялось в пределах от 0,5 до 1,5.

Математические модели применяются в настоящее время для вычисления контура береговой линии, образующейся вследствие аккумуляции из вдольберегового потока наносов на подветренной стороне скального выступа, а также для прогноза развития береговой линии при действии сооружений, прерывающих вдольбереговой поток наносов.

Можно считать, что математические модели окажутся полезными и для успешного анализа геоморфологии берегов. Но и для создания эффективных математических моделей уровень конкретных знаний особенностей литодинамических процессов в береговой зоне моря должен быть достаточно высоким, что предполагает необходимость их исследования в натуральных условиях.

## 17. БАЛАНС НАНОСОВ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Соотношение между приходом и расходом наносов в береговой зоне называется балансом наносов. Баланс наносов может быть определен в целом для береговой зоны океана. Он также может быть определен для отдельных участков береговой зоны, что нередко требуется для разнообразных целей. Следует также иметь в виду, что он может определяться для части береговой зоны, ограниченной какими-то глубинами, или, например, только лишь для надводной части пляжа.

Приходную часть баланса наносов ( $q_a$ ) слагают твердый сток рек и временных водотоков, ледниковый твердый сток, приток обломочного материала в результате абразии, приток материала за счет склоновых процессов, золотые поступления, приток материала со смежных участков побережья, биогенная или химическая седиментация материала в пределах самого участка, искусственное добавление материала.

Расходную часть баланса наносов ( $q_p$ ) слагают уход наносов за пределы участка побережья, уход наносов на глубины, исключаящие их возвращение в береговую зону, потери галечных наносов на истирание, искусственное изъятие наносов из береговой зоны.

В соответствии с этой схемой баланс наносов определяется разностью между приходом наносов на отрезок побережья, для которого рассчитывается баланс, и уходом их за его пределы:  $\Delta q = q_a - q_p$ .

### Методы исследования баланса наносов

На основе расчета баланса за несколько лет обычно составляется прогноз направления развития побережья. Естественно, что при использовании метода расчета возникает необходимость оценки прежде всего фактических тенденций развития береговой зоны за отрезок времени, предшествующий прогнозу. Установить направление развития береговой зоны оказывается возможным, если исходить из сравнения промеров на подводном склоне и нивелировок пляжа, проведенных по одним и тем же створам в разное время. При этом предлагается следующий порядок вычисления баланса наносов.

На двух совмещенных профилях подводного склона и пляжа подсчитывается разница площадей (изменений рельефа), или, другими словами, объемы изменений в  $m^3$  на погонный метр береговой линии. Затем строится график, в котором по оси ординат откладываются эти величины с соответствующим знаком, а по оси абсцисс - расстояние вдоль берега (рис. 88). Каждым двум совмещенным профилям на графике соответствует точка. Проведя нелинейную интерполяцию между точками, можно получить график функции  $q(x)$ , где  $x$  - расстояние вдоль берега по линии уреза. Интегрирование этой функции в пределах заданного участка позволяет определить объемы

аккумуляции (размыва), причем возникает возможность для объективного выделения участков побережья с положительной (или отрицательной) тенденцией развития за отрезок времени между двумя съемками. Границы балансовых участков определяются как точки на графике, где функция меняет знак.

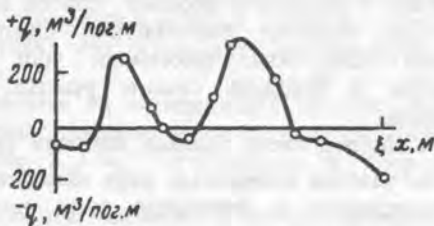
Очевидно, что:

$$\Delta q = \int_0^{\xi} q(x) dx,$$

где  $\Delta q$  определяет баланс наносов для отрезка побережья длиной  $\xi$  и на отрезке береговой зоны от 0 до  $\xi$ .

Рис. 88. Схема расчета баланса наносов методом совмещенных поперечников.

Для определения  $\Delta q$  в пределах каждого балансового участка нужно произвести интегрирование функции в соответствующих пределах. Проще всего сделать это графическим методом (подсчитать площади, ограниченные осями координат и кривой  $q(x)$ ).



Метод совмещенных поперечников - наиболее распространенная методика расчета баланса наносов береговой зоны в настоящее время. Между соседними парами поперечников производится интерполяция изменений. Соответствующим образом полученная балансовая кривая представляет собой развертку вдоль берега изменений, происходящих в рельефе подводного склона (Сафьянов, 1969). Этот метод дает продольную структуру баланса наносов.

Проведение повторного промера по фиксированным створам связано с большими техническими трудностями. Условия промера осложняются, а объем подготовительных работ резко возрастает, когда на побережье остается лишь часть геодезической опорной сети прошлого промера.

Все эти трудности стимулируют поиски новых методов анализа баланса наносов и литодинамики береговой зоны. Автором предложена методика анализа литодинамики береговой зоны с помощью батиграфической кривой береговой зоны (Сафьянов, 1973). При построении батиграфической кривой береговой зоны исходным аргументом служит распределение глубин береговой зоны в пределах строго ограниченного участка.

После составления детального батиметрического плана на исследуемый участок береговой зоны вычисляются площади между изобатами, проведенными через постоянное сечение. Значения площадей в процентах наносятся на график в функции определенного

диапазона глубин. В результате построения получается обобщенная кривая рельефа подводного склона - батиграфическая кривая.

После проведения следующего этапа промера строится батиметрический план того же масштаба и повторяется построение батиграфической кривой в пределах того же планшета.

Объектом исследования в дальнейшем служат две совмещенные батиграфические кривые береговой зоны на разные периоды времени (рис. 89). Очевидно, что разность интегралов вдоль батиграфической кривой второго и первого промеров, взятых в пределах изученных

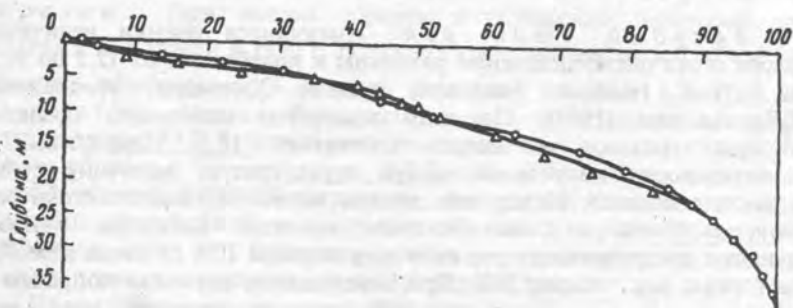


Рис. 89. Батиграфические кривые подводного берегового склона Черного моря для участка подводного карьера, служащие для расчета баланса наносов за год разработок.

глубин, будет равна балансу наносов за время между съемками:

$$\Delta q = \int_0^H [\varphi_2(z) - \varphi_1(z)] dz.$$

Величина  $\Delta q$  со знаком плюс означает аккумуляцию на подводном склоне со знаком минус - размыв.

Для полноты анализа баланса наносов желательно присоединение к батиграфической кривой и участков надводной части пляжа.

Метод совмещенных батиграфических кривых дает поперечную структуру баланса наносов береговой зоны.

### Баланс наносов береговой зоны океана и оценка его составляющих

Большинство инженерных задач на морских берегах так или иначе связано с изучением баланса наносов береговой зоны, расчетом его отдельных составляющих, с прогнозом изменений баланса наносов, возникающих вследствие реализации инженерных мероприятий.

При решении большинства инженерных задач следует детально проанализировать взаимодействие соседних участков береговой зоны,

источников поступления наносов, путей возможной миграции наносов и их стока за пределы береговой зоны. Поэтому по имеющимся материалам необходимо проводить районирование береговой зоны, а расчет баланса наносов вести в рамках отдельных литодинамических систем, под которыми следует понимать участки береговой зоны, относительно независимые по литодинамическому режиму от смежных участков.

#### Приходная часть баланса наносов береговой зоны океана

*Твердый сток рек.* Имеющиеся оценки величины твердого стока рек существенно различны и колеблются от 12,7 до 51,1 млрд. т/год. Наиболее надежны данные Холемана, уточненные А.П.Лисицыным (1974). По этим подсчетам количество осадков, выносимых реками в океан, составляет 18,5 млрд. т/год. В действительности полученная цифра характеризует величину стока взвешенных наносов. Между тем, полная величина твердого стока рек должна включать и сток влекомых наносов. Влекомые наносы составляют для равнинных рек величину порядка 10% от стока взвесей, а для горных рек — около 20%. При осредненном значении поправки к стоку взвешенных наносов в 15% полный твердый сток рек оказывается равным 21,3 млрд. т/год.

Эта цифра близка к некоторым другим оценкам -  $20,2 \cdot 10^9$  т/год (Гудзон, 1974),  $15-20 \cdot 10^9$  т/год (Milliman, 1992),  $19,3 \cdot 10^9$  т/год (Васильев, 1987). В.П.Васильев отмечает, что 84,5% поступающих осадков представлены алевропелитами (менее 0,1 мм) и лишь 14,5%, т.е. 3 млрд тонн - песком, гравием и галькой. Медианный диаметр взвесей имеет размеры 0,045...0,058 мм (596 рек), а медианный диаметр влекомых наносов колеблется в пределах 0,49...32,1 мм (295 рек). Поступление твердого стока в береговую зону океана крайне неравномерно в пространстве. Более 95% твердого стока сосредоточено в Северном полушарии. Однако и в его пределах распределение стока характеризуется ярко выраженной зональностью.

Характерно, что 15 крупнейших рек выносят 50% всего твердого стока, поступающего в океан, поэтому распределение осадков от устьев крупнейших рек представляется особенно важным. По модулю твердого стока наибольшей величиной характеризуются бассейны, расположенные в горных районах, имеющие преимущественно ледниковое питание.

*Твердый сток ледников.* По последним данным (Лисицын, 1994) скорость денудации пород ледосборов в 3-4 раза выше скорости денудации водосборов в умеренных гумидных зонах. Осредненная оценка за последние 3 миллиона лет приводит к заключению, что вклад ледового материала в океаническую седиментацию на шельфе составляет около  $9,1 \cdot 10^8$  т/год, причем

592 млн.т/год приходится на северное полушарие и 320 млн.т/год - на южное полушарие. На шельфе откладывается около 30% от общего количества ледового материала, поступающего в океан. Нетрудно определить, что при общей длине побережий с современным ледниковым покровом 38,5 тыс. км на каждый погонный метр береговой линии этих побережий поступает 23,7 т/год осадков ледникового происхождения, или около  $14 \text{ м}^3/\text{год}$ .

*Поступление осадков в результате абразии.* При оценке абразии в снабжении береговой зоны осадками Ф.Кьюнен в 1950 г. получил скромную цифру в  $0,12 \text{ км}^3/\text{год}$ , что при объемном весе осадков береговой зоны в  $1,7 \text{ т}/\text{м}^3$  дает  $0,2 \text{ млрд.т/год}$ . Однако Ф.Кьюнен считает приводимые им цифры завышенными. О.К.Леонтьев оценивает величину поступлений в океан за счет абразии в  $0,7-1,0 \text{ млрд.т/год}$ . Л.Г.Бондарев определяет поступления за счет абразии в результате абразии клифов  $1,0 \text{ млрд.т/год}$  (Сафьянов, 1978). Поправка, учитывающая поступление наносов с бенчей, позволяет увеличить ее до  $1,5 \text{ млрд. т/год}$ .

Позднее при использовании ряда произвольных допущений была получена одиозная цифра в  $14,7 \text{ млрд т/год}$  (Шуйский, 1979) для поступления наносов в береговую зону вследствие абразии клифов и бенчей. Эта цифра представляется сомнительной ввиду того, что Ю.Д.Шуйским принимаются заведомо завышенные длины ряда типов абразионных берегов (общая длина "реально" абрадируемых берегов принята равной  $394,6 \text{ тыс. км}$ ), завышены также оценки удельных поступлений наносов с абразионно-аккумулятивных берегов, поскольку суждение об их размерах основано на скоростях отступления берегов, а в этом случае основную роль играет не движение наносов в море, а перебрасывание наносов на тыловую часть пляжа.

Кроме того, присоединение к каждому абрадируемому клифу бенча с объемами продуцируемых наносов, нередко намного превышающими объемы поступления наносов вследствие абразии клифа, представляется произвольным для большинства объектов береговой зоны и применимо разве что для глинистых бенчей. Ведь прежде чем размываться с большими скоростями бенч должен пропустить в сторону моря значительные объемы наносов, поступающие с клифа. Но чаще всего обломочный материал, мобилизуемый на подводном склоне, движется в сторону берега, и такой интенсивно абрадируемый берег не может существовать в природе сколько-нибудь длительное время, - он просто превращается в аккумулятивный.

Термоабразионный берег, по Шуйскому, дает огромные количества наносов -  $140 \text{ м}^3/\text{пог.м}$ , тогда как в действительности эти "наносы" на  $80-90\%$  состоят из воды (в твердой фазе). А между тем путем такого учета абразии термоабразионных берегов пропагандируется вполне фиктивная цифра поступлений наносов более  $1,5 \text{ млрд т}$  в год.

*Биогенная седиментация.* Верхний предел ежегодного накопления биогенного материала не может превышать поступлений растворенных веществ за счет речного стока, т.е. 1,36 млрд.т в виде карбонатов и 0,45 млрд.т в виде кремнезема (Лисицын, 1974).

На шельф Мирового океана (до глубины 200 м) приходится около 83% биомассы бентоса. Принимая, что из них 50 % приходится на глубины береговой зоны, и полагая также полное связывание поступающих с суши растворенных веществ водорослями, бентосом и кораллами, предельная цифра биогенной седиментации в береговой зоне составит 0,9 млрд.т/год.

Кроме скелетных остатков организмов в осадки береговой зоны поступает органический углерод. Фоссилизация  $C_{орг}$  вряд ли составляет более 1% от величины первичной продукции, тем не менее обеспечивает солидный приток вещества в береговую зону, объем которого оценен в 0,4 млрд. т/год (Сафьянов, 1978). Захоронение  $C_{орг}$  является специфической особенностью областей Мирового океана, которым присуща высокая скорость седиментации, — приустьевым областям рек, эстуариям, лагунам, а также конусам выноса подводных каньонов, имеющим литодинамическую связь с береговой зоной. Таким образом, суммарная величина биогенного притока в береговую зону — около  $1,3 \cdot 10^9$  т/год.

*Вулканизм как источник наносов береговой зоны.* За время с 1500 г. вулканы выбросили около  $330 \text{ км}^3$  пирокластического материала и  $50 \text{ км}^3$  лавы, что составляет около  $1,0\text{--}1,5 \text{ км}^3/\text{год}$  или около 2-3 млрд.т/год. Лишь небольшая доля этого материала непосредственно участвует в балансе наносов береговой зоны. На основании провизорных оценок величина поступления вулканогенного материала в береговую зону может быть принята равной  $0,1 \cdot 10^9$  т/год.

*Химическая седиментация.* Процессы химической седиментации могут играть существенную роль прежде всего на берегах морей аридной зоны. Массовая садка солей наблюдается главным образом в пределах прибрежных мелководий, эстуариях, а также при образовании литификатов на берегах.

Общий сток растворенных веществ составляет 3,2 млрд. т/год (Лисицын, 1974). Ввиду постоянства солевого состава океана можно считать, что часть поступающих в океан солей, за вычетом биохимического потребления карбоната кальция и кремнезема, полностью выводится из воды механизмами химической седиментации. Поэтому величина химической седиментации с учетом доли береговой зоны, которая предполагается пропорциональной доле первичной продукции, составляет  $0,4 \cdot 10^9$  т/год.

*Золотое поступление осадков.* С пространства суши на поверхность океана выносится от 2 до 4 млрд. т минеральных веществ в год. Одна из последних оценок суммарного потока золотого материала на поверхность океана - 774,4 млрд т/год, из которых 191,2 млн т/год приходится на поверхность шельфа (Васильев, Поморцев, 1988). При этом принята во внимание длина берегов, через которые осуществляется вынос золотым путем, в 6600 км (Сахара - 600 км, Намиб - 1400 км, Персидский залив - 300 км, Калифорния - 500 км, Южная Африка - 3000 км, Австралия - север - 400 км, юг - 400 км). Итак поток золотого материала в береговую зону принимаем равным  $0,19 \cdot 10^9$  т/год, или 29,0 т/пог. м береговой линии.

*Поступление наносов за счет склоновых процессов.* Длина побережий, вдоль которых может осуществляться приток наносов за счет склоновых процессов, принимается нами равной сумме длины берегов, не измененных или слабо измененных морем, денудационно-абразионных и абразионных берегов, а также половины длины абразионно-аккумулятивных берегов. По расчетам лаборатории морской геоморфологии географического факультета МГУ она составляет 225 тыс. км. Полагая, что осредненная ширина развития склоновых процессов вдоль берегов составляет около 1 км, получим осредненную площадь поверхности склоновой денудации в 225 тыс. км<sup>2</sup>.

Для модуля смыва осадочного материала склоновыми процессами, по аналогии с данными о стоке взвешенных наносов рек, принята величина, равная 182 т/км<sup>2</sup>. В верхних звеньях речных систем, представляющих, по сути, склоны, сток наносов на порядок величины превосходит сток наносов в нижних звеньях. Таким образом, принимая модуль склоновой денудации равным 1820 т/км<sup>2</sup>, получаем величину притока наносов в береговую зону в  $0,4 \cdot 10^9$  т/год, т.е. приток наносов в береговую зону за счет склоновых процессов примерно в 15 раз меньше их притока за счет твердого стока рек.

*Поступление за счет антропогенного воздействия.* Это влияние, которое еще 20-30 лет тому назад можно было не учитывать, драматически нарастает. В основном оно сводится к поступлению твердых бытовых стоков в береговую зону, поступлению твердых отходов производства и потребления (стекло, бетон, кирпич, пластмасса и др.), отсыпкам в береговую зону главным образом в целях берегоукрепления. Вместе с тем объем отсыпок наносов на берега устойчиво нарастает. Десятки миллионов кубометров наносов ежегодно отсыпались до недавнего времени на берега Черного моря в Грузии для предотвращения размыва. В объеме около 1 млн м<sup>3</sup>/год осуществляется на протяжении уже 20 лет сброс пульпы Янтарного комбината на Калининградском побережье Балтийского моря.

Не имея окончательных цифр относительно объемов антропогенного вмешательства в береговую зону, можно лишь констатировать, что они сравнялись или превысили объемы некоторых естественных источников поступающих наносов.

#### Расходная часть баланса наносов береговой зоны

*Потери наносов при волнении и течениях.* Решающее значение в расходной части баланса наносов береговой зоны имеют потери наносов вниз по подводному склону при действии волнения и течений. Можно различать три механизма этого удаления.

Первый — это диффузионный разнос осадков, взвешиваемых волнением в пределах береговой зоны. Мелкозернистые взвеси могут в процессе волнения или после его затухания выйти за морскую границу береговой зоны.

Второй включает транзит и транспорт мелкозернистого материала различными течениями без фазы промежуточной седиментации.

Третий механизм разноса мелкозернистого материала связывается с действием суспензионных потоков, возникающих в придонном слое береговой зоны вследствие штормовых волнений, стока рек и некоторых других явлений.

*Потери наносов на аккумуляцию.* Важнейшей статьей расходной части баланса наносов следует считать потери осадков береговой зоны на аккумуляцию. Эта статья баланса наносов часто, однако, вообще не учитывается. Между тем, не менее 15% общей величины твердого стока рек, представленных галькой, гравием и крупным песком, расходуются на аккумуляцию в береговой зоне. Твердый сток всех рек, впадающих в эстуарии, практически полностью задерживается в береговой зоне. В частности, детальные исследования геоморфологии и истории развития Анатолийского побережья Турции с привлечением археологических и исторических материалов привели к заключению о необратимом характере заполнения эстуариев рек Кучук Мендерес и Буюк Мендерес. Эстуарий Кучук Мендерес длиной 8 км и шириной около 4 км был нацело заполнен осадками за 2500 лет.

А.П.Лисицын (1974, 1991) на основании анализа седиментации в океане пришел к заключению, что не более 8% величины твердого стока рек участвуют в глубоководном осадконакоплении. Таким образом можно принять, что около  $19 \cdot 10^9$  т/год твердого стока рек остается в пределах береговой зоны океана, нередко в областях избыточной аккумуляции выходя за пределы современной береговой зоны. Можно считать, что потери наносов на аккумуляцию и образование аккумулятивных форм в береговой зоне составляют десятки процентов от объема поступающих в береговую зону осадков.

*Сток наносов в подводные каньоны.* В развитии литосферы Земли важнейшим звеном следует считать сток

терригенного материала через береговую зону на шельф и далее на большие глубины. Подводные каньоны, будучи трассами общего стока материала суши в океан, интенсивно влияют на динамику и развитие береговой зоны.

Величина стока осадков в каньон латерального питания является, с одной стороны, функцией поперечной структуры вдольберегового потока наносов, т.е. определяется прежде всего распределением расхода потока наносов по ширине его полного сечения, а с другой — глубиной расположения верховьев самого каньона. Перехватывая часть расхода вдольберегового потока наносов, каньоны обуславливают дефицит наносов ниже по потоку и существенно влияют на баланс наносов береговой зоны, что приводит обычно к резким изменениям контура берега. Имеющиеся данные (Сафьянов, 1978) позволяют считать, что в каньоны латерального питания уходит от 30 до 80% расхода вдольберегового потока наносов, а в случае, когда имеются условия для полного перехвата потока наносов, например, для района Батуми, величина потерь приближается к полному расходу потока наносов.

Для более надежной оценки роли каньонов в балансе наносов береговой зоны, а также соотношения между стоком осадков в каньоны приустьевое и латерального питания следует рассмотреть краткие итоги регионального анализа взаимодействия подводных каньонов и береговой зоны восточной части Черного моря, выполненного в границах участков со встречным направлением вдольберегового перемещения наносов (Леонтьев, Сафьянов, 1973; Сафьянов, 1978). На побережье восточной части Черного моря по направлению вдольберегового перемещения наносов выделяются семь балансовых участков, каждый из которых является областью конвергенции вдольбереговых потоков наносов. Но и все побережье (как и отдельно взятый участок) может рассматриваться как замкнутая во вдольбереговом направлении литодинамическая система. Зная объем притока осадков в береговую зону этого района и бюджет наносов, можно с достаточной определенностью вычислить объемы наносов, поглощаемые подводными каньонами. Существенное затруднение при определении балансовой роли каньона как разности между количеством поступающих осадков и бюджетом береговой зоны состоит в том, что при такой методике определяется не роль каньонов, а общий сток наносов за пределы береговой зоны (сток по каньону + сток взвесей вне каньона). Литодинамическая ситуация в Потийском районе позволила определить соотношение между стоком осадков по каньону и вне его. Такая обстановка возникла из-за переброски русла р. Риони в 1939 г. на участок береговой зоны, где каньона не существовало. Сравнение интенсивности нарастания суши до 1939 г. на приустьевом взморье р. Риони, где каньон существовал, и взморья р. Рион-сброса, где каньона не было, дает возможность исключить неизвестную величину — сток взвесей вне каньона. Вычисления показали, что сток осадков по Потийскому каньону

составлял около 40% а вынос взвесей за пределы береговой зоны равен примерно 55% величины твердого стока реки.

Полученные результаты могут считаться типичными для большинства рек с преобладанием в твердом стоке мелкопесчаных и илисто-алевритовых частиц.

Расчеты в границах отдельных литодинамических систем со встречным направлением вдольберегового перемещения наносов показывают, что основная доля осадков, выносимых реками (не менее 75% от твердого стока), уходит за пределы береговой зоны по подводным каньонам. Нигде в береговой зоне восточной части Черного моря не проявляется столь наглядно противоречие между обилием поступающего аллювиального материала, в том числе и крупнозернистого, и слабой реакцией береговой зоны на это поступление, как в Батуми-Чорохском районе. Балансовые расчеты для этого побережья показывают, что практически весь твердый сток р. Чорох (15,1 млн. т/год) поглощается Чорохским каньоном, а на нарастание суши в пределах участка расходуются менее 0,001 твердого стока. Если бы весь твердый сток оставался вблизи устья, то всего лишь его годовым объемом Чорохский каньон был бы заполнен до глубины 200 м. В итоге за пределы береговой зоны выводится около 99% твердого стока уже на приустьевом взморье реки. Батумский каньон, ограничивающий этот участок с севера, куда направлено вдольбереговое перемещение наносов, перехватывает около 150 тыс. м<sup>3</sup> наносов в год. Таким образом, на примере Батуми-Чорохского района видно, что потери осадков береговой зоны в каньоне приустьевого питания на два порядка величины больше потерь осадков в каньоне латерального питания. В сущности, отношение величин потерь осадков в каньонах того и другого типа питания регулируется отношением величин стока речных наносов и расхода вдольберегового потока наносов.

Опыт регионального анализа влияния подводных каньонов на береговую зону показывает, что сокращение потерь осадков береговой зоны в подводные каньоны следует считать перспективным резервом улучшения баланса наносов береговой зоны района, подверженного отрицательному влиянию каньонов.

Если применить основные результаты исследований взаимодействия береговой зоны и подводных каньонов восточной части Черного моря к береговой зоне Мирового океана с учетом расположения приустьевых каньонов, а также имеющихся данных о бюджете наносов, то окажется, что потери осадков береговой зоны в подводных каньонах составляют около 10% от величины глобального твердого стока рек и, следовательно, являются важнейшей расходной статьей баланса наносов берегов Мирового океана.

Знания о влиянии подводных каньонов на береговую зону могут быть использованы для пересмотра способов берегоукрепления в районах, подверженных отрицательному воздействию подводных

каньонов, и пересмотра отношения к гидротехническому строительству на реках, твердый сток которых теряется в каньонах, для борьбы с заносимостью подходов к портам, рациональной организации подводных карьеров и выработки мероприятий по борьбе с подводной эрозией, а также для реализации инженерных мероприятий в подводных каньонах и береговой зоне.

*Абразивный износ наносов и коренных пород бенча и клифа.* Абразивный износ обломочного материала, передвигаемого волнением в береговой зоне, и воздействие обломочного материала на породы клифа и бенча представляют собой ведущий механизм разрушения прочных горных пород. В процессе соударения отдельных галек или гальки с поверхностью клифа и бенча возникают частицы небольшого размера (порядка 0,17-0,30 мм). Экспериментальные исследования на Черном море показали, что в результате истирания галька песчаника теряет в весе 4,8% в год, галька известняка — около 8%, а базальта — 1,6%. Средняя потеря известняковой гальки пляжей на абразивный износ составляет от 0,9 до 1,6 м<sup>3</sup> на 1 пог. м пляжа в год. Потери галечного материала не есть, однако, абсолютные потери осадков береговой зоны. Но они должны быть учтены как абсолютные, когда баланс наносов рассчитывается для зоны пляжа.

*Химическая абразия.* Потери осадков береговой зоны могут происходить из-за их перехода в раствор. Минимальная скорость растворения известняковых рифов на участках побережья Больших Багамских островов составляет примерно 0,5 мм/год, на других островах она достигает 1 мм/год и более. Наиболее реальные цифры скорости химической абразии 0,5...5,0 мм/год.

*Золовые потери наносов.* Обилие песчаного материала в составе береговой зоны, а также ветры, возникающие из-за термических контрастов суши и океана, способствуют широкому развитию золовых процессов на морских берегах. Ветры, направленные с моря в сторону суши, преобладают, что обуславливает потери больших масс песка береговой зоны. Обширный район золовых потерь наносов из береговой зоны располагается на тихоокеанском побережье Южной Америки в пределах Перу и Чили.

Общая длина побережий золовых и золово-морских равнин по расчетам, проведенным под руководством О.К.Леонтьева, составляет 12,8 тыс. км. В то же время трехлетние исследования миграции дюн на северном побережье тихоокеанской лагуны Гуэрреро-Негро показали, что дюны движутся в сторону суши со скоростью 18 м/год, что соответствует перемещению 23 м<sup>3</sup> песка с каждого метра фронта донного поля. Близкая цифра (25 м<sup>3</sup>/год на 1 пог. м пляжа) поступления песков с подводного склона, перемещаемых далее ветром, названа еще в 1884 г. Н.А.Соколовым для берегов Гаскони.

Имеются также и другие оценки, основанные на измерениях. Так на побережье Орегона эоловый вынос составляет  $34 \text{ м}^3/\text{пог.м}$ , на побережье Южной Африки  $15\text{-}30 \text{ м}^3/\text{пог.м}$ , а на южном побережье Лонг Айленда -  $1,95 \text{ м}^3/\text{пог.м}$ , тогда как на побережье Израиля -  $0,1\text{-}0,2 \text{ м}^3/\text{пог.м}$  берега.

Исходя из этих величин, общие потери песков береговой зоны за счет эолового выноса составляют  $0,3$  млрд.  $\text{м}^3/\text{год}$ , или  $0,5$  млрд.т/год. В действительности же эоловые потери осадков должны быть еще большими, поскольку любой аккумулятивный берег при сильном ветре с моря неизбежно теряет часть наносов. Поэтому весьма вероятно увеличение потерь наносов эоловым путем по сравнению с названной цифрой. Если принять длину побережий, вдоль которых осуществляется вынос песчаного материала, в  $100$  тыс.км, то величина эолового выноса песка должна быть порядка  $2,0$  млрд.м/год, или около  $3 \cdot 10^9$  т/год. Таким образом, даже при минимальной величине эоловых потерь наносов, равной  $0,5$  млрд.т, она в  $2\text{-}5$  раз превосходит поступления осадков в береговую зону за счет эолового приноса. Следует отметить гораздо более крупнозернистый состав выдуваемых осадков по сравнению с составом осадков, приносимых ветром в береговую зону.

*Флотация осадков.* Под флотацией понимается плавание осадков на поверхности воды. Если собственно плавание терригенного материала на водной поверхности можно считать довольно экзотичным процессом, то плавание обломочного материала в толще прибрежных льдов представляет собой широко распространенный процесс, глобальное значение которого бесспорно (Лисицын, 1994). А.П.Лисицын выделяет несколько типов захвата прибрежного осадочного материала льдом:

1. Контакт нижней поверхности льда с донными осадками. Этот процесс преобладает при образовании припая и его многократном взламывании штормами. Он особенно усиливается на приливных берегах (например, в Пенжинской губе с приливами до  $13$  м). Льды захватывают вмержающий на глубинах не более  $2\text{-}3$  м пляжевый материал.
2. Захват взвеси из береговой зоны в ходе осеннего замерзания.
3. Захват донным льдом и последующее всплывание наносов к поверхности и их дальнейший перенос.
4. Эоловый захват.

Так в море Бофорта на берег длиной  $344$  км в год поступает до  $15 \text{ м}^3/\text{пог.м}$  (Reimnitz et al., 1978). Грубообломочный и песчаный материал составляет обычно не более  $1\text{-}10\%$  общего переноса включенного в лед материала, а главное значение имеет перенос пелитового материала.

Общая площадь морского дна, находящегося под воздействием морских льдов, где грубообломочный материал распространен в тонких осадках, насчитывает более 80 млн км<sup>2</sup>, что составляет 25% поверхности дна Мирового океана и в 5 раз превышает площадь современного оледенения на суше (Лисицын, 1994).

Таким образом ледовая флотация обломочного материала представляет собой мощный перераспределительный процесс, значение которого для арктических морей вероятно превосходит значение выноса мелкозернистого материала из береговой зоны за счет гидрогенных процессов.

### Некоторые общие черты баланса наносов береговой зоны океана

Как следует из рассмотрения составляющих баланса наносов, береговая зона океана должна иметь положительный бюджет. Однако недостаточная изученность некоторых статей баланса наносов, прежде всего расходных, не позволяет сделать такого заключения вполне надежно.

Наибольшее значение в приходной части баланса наносов имеет сток речных наносов, на порядок величины превышающий любую другую статью. Сопоставимые и значимые величины поступления осадков в береговую зону обеспечивают биогенная седиментация, абразия берегов и дна, химическая седиментация. Остальные статьи баланса наносов, исключая поступление за счет склоновых процессов, имеют региональное значение. Следовательно, при инженерном воздействии на литодинамическую систему береговой зоны наиболее значимыми для устойчивости берегов оказываются преобразования речного стока (перекрытия рек плотинами, мелиорация и т.п. - рис. 90). Уменьшение прихода наносов за счет биогенной седиментации может происходить за счет загрязнения береговой зоны или иных способов сокращения репродукции живых поставщиков наносов или снижения их активности. При этом загрязнение береговой зоны моря выступает как инженерно значимый процесс.

Главная составляющая расходной части баланса наносов — потери осадков на аккумуляцию, хотя хорошо обоснованных данных о ее величине нет. Можно полагать, что от половины до 80% стока речных наносов изымается на построение аккумулятивных форм и их частичный выход за пределы береговой зоны. Потери наносов в подводных каньонах следует считать на порядок меньшими величины притока аллювиальных наносов. Однако региональный сток прибрежных наносов в подводные каньоны может стать решающим фактором общего ухудшения баланса наносов береговой зоны. Поэтому предотвращение потерь прибрежных наносов составляет важнейший резерв улучшения баланса наносов береговой зоны.

Научно-техническая революция расширила возможности воздействия человека на природу береговой зоны океана, в целом, и на баланс наносов, в частности. До сего времени в основном оно было стихийным и часто приводило к нежелательным последствиям, например, размыву берегов. Однако такое воздействие может стать вполне осознанным и направленным на улучшение баланса наносов. Прогрессивные методы берегоукрепления преследуют именно такую цель.

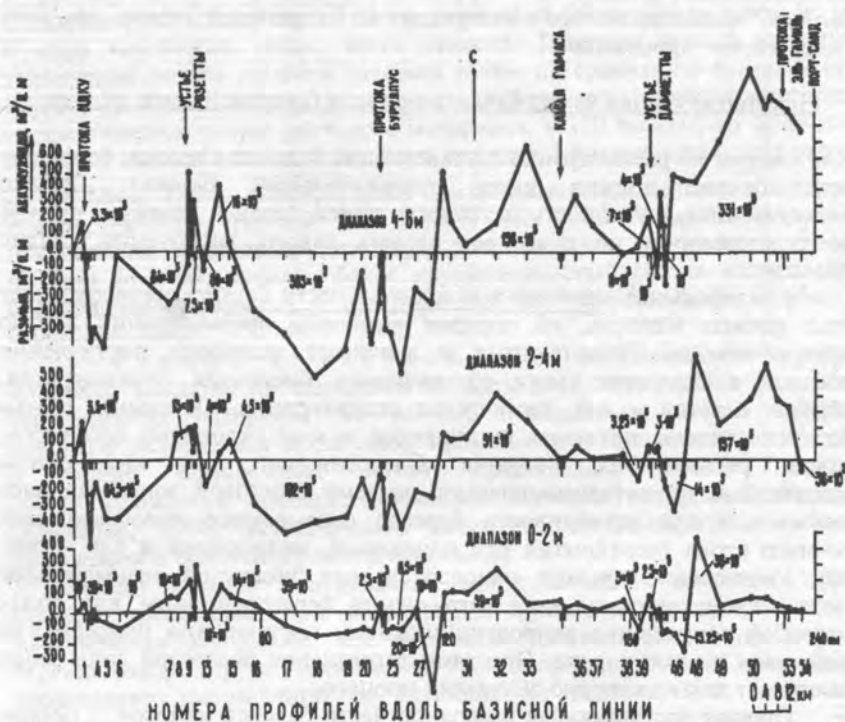


Рис. 90. Продольная структура баланса наносов взморья дельты Нила за 1975-1979 г.г. для разных диапазонов глубин (Сафьянов, Фахми Лотфи, 1984) По оси ординат — объемы аккумуляции (вверх от горизонтали) и размыва (вниз от горизонтали) на 1 пог. м береговой линии. По оси абсцисс — расстояние вдоль периметра дельты с запада (слева) на восток (справа) с указанием на нижнем графике номеров поперечников промера. Цифры на графике — объемы балансовых изменений, вычисленные в пределах участка одного знака баланса наносов.

## ЧАСТЬ 3 МОРФОДИНАМИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

*Море, волнами и приливами ударяя в  
берега и оные наводняя, должно подобные  
оставлять сил своих следы.*

*М. В. Ломоносов*

### 18. ТИПЫ БЕРЕГОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

Классификации морских берегов, кроме познавательных фундаментальных целей, часто преследуют цели картографирования морских берегов.

В основу известных классификаций берегов океана положены различные принципы - тектонические, геоморфологические, динамические. Необходимость учета всего существующего разнообразия берегов, например для целей картографирования, нередко становится серьезным препятствием на пути создания удовлетворительной логичной классификации берегов.

Следует различать объекты классификаций по содержанию. Прежде всего будем различать классификации морских берегов (береговой зоны) и классификации побережий, которые, кроме береговой зоны включают и некоторые объекты надводной части, расположенные за ее пределами, но имеющие явные признаки формирования за счет действия прибрежно-морских процессов.

В некоторых случаях возможны классификации водосборных бассейнов, располагающихся за пределами побережья, но тем не менее существенно влияющих на развитие морских берегов на значительных пространствах. Примером такого подхода является классификация Д. Инмана и К. Нордстрема (Inman and Nordstrom, 1971), которые, исходя из понятий глобальной тектоники плит, различают формы побережий океана первого порядка, соответствующие по размерам движущимся плитам тектосферы и достигающие порядка 1000 км вдоль берегов, около 100 км по ширине и до 10 км по амплитуде рельефа. Эти отдельные блоки земной коры и верхней мантии движутся как более или менее жесткие единицы. Их движением и историей развития определяются главные геоморфологические и седиментологические особенности современных береговых зон на обширных пространствах. Формы первого порядка служат фоном для развертывания процессов, приводящих к возникновению форм рельефа второго порядка. Последние связаны главным образом с соотношением эрозии и аккумуляции примыкающих участков континента и имеют размеры около 100 км в длину, примерно 10 км в ширину и до 1 км в высоту (дельты крупных рек, поля прибрежных дюн и т. п.). Формы третьего порядка возникают при действии характерных процессов береговой зоны - волнения и течений и имеют длину от 1 до 100 км, ширину от

10 м до 1 км и высоту 1-10 м. К ним относятся типичные аккумулятивные формы рельефа береговой зоны - косы, бары и др.

Учет наиболее крупных форм рельефа побережья (форм первого порядка), определяемых положением современных береговых зон в системе движущихся плит тектосферы, приводит к выделению трех классов побережий, подразделяемых на подклассы:

1. Коллизионные побережья, образующиеся вследствие конвергенции двух плит, в том числе - коллизионные побережья континентов, формирующиеся при столкновении континентальной плиты с океанической, и коллизионные побережья островных дуг, формирующиеся при столкновении двух океанических плит. Примерами первого подкласса коллизионных побережий являются западные берега Северной и Южной Америки, а второго подкласса - побережья Филиппин, Индонезии, Алеутских островов.

2. Побережья влекомого края, среди которых различаются три подкласса: новообразованные, формирующиеся вблизи центров дробления континентов и рифтов (побережья Красного моря и Калифорнийского залива); африканского типа - оба края континента являются влекомыми, что определяет отсутствие высоких гор и сравнительно слабый приток осадков на берега вследствие денудации континентов (побережья западной и восточной Африки); американского типа - противоположный край континента представляет коллизионное побережье, - ввиду асимметрии положения водораздела на континенте, американский тип побережья характеризуется обильным поступлением наносов с обширных речных водосборов (восточные побережья Северной и Южной Америки).

3. Побережья окраинных морей, отделенных от океана островными дугами (побережья Прихотья, Приморья, Кореи, Китая, Вьетнама).

Перечисленные классы тектонической классификации побережий Мирового океана характеризуются геоморфологической однородностью в пределах каждого класса. Коллизионным побережьям, например, свойственны прямолинейность контуров, гористость, наличие клифов, узость шельфа, а во многих случаях присутствие подводных каньонов, проникающих в пределы береговой зоны.

В одной из наиболее содержательных классификаций морских берегов (Ионин, Каплин, Медведев, 1961) выделены три группы берегов по принципу доминирующего фактора в создании их геоморфологического облика:

1. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.
2. Берега, формирующиеся преимущественно под воздействием неволновых факторов.
3. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.

Три названные группы берегов включают 27 наиболее распространенных типов берегов. Из классификации следует, что большинство типов берегов выделяется по контуру планового

расчленения границы суши и моря, тогда как для остальных принимается другой принцип. Некоторые из типов берегов могут быть произвольно перенесены в иную группу.

В классификации коллектива авторов (Леонтьев и др., 1977) применительно к расчету длин различных типов берегов Мирового океана выделяются пять групп: 1. Берега неизменные или слабо измененные морем. 2. Денудационные берега. 3. Абразионные берега. 4. Абразионно-аккумулятивные берега. 5. Аккумулятивные берега. Как видно, ведущим принципом при выделении групп, является интенсивность воздействия моря. Каждая группа разделяется на ряд типов (от 2 до 4), которые могут быть рассмотрены в качестве некоторой последовательности, отражающей стадийность в развитии берегов и возможность их перехода в процессе эволюции от одного типа к другому. Это качество классификации представляется довольно ценным. Вызывает интерес относительная распространенность отдельных типов берегов Мирового океана (табл.7).

Результаты изменений указывают на преобладание аккумулятивных берегов (28,4 %), причем среди них наиболее распространены выровненные с примкнувшей аккумулятивной террасой (10,7 %) и лагунные (9,2 %). Широко развиты неизменные или слабо измененные и частично измененные морем берега, - в сумме на них приходится 24,1 % длины берегов Мирового океана. Примерно равное распространение получили абразионные (21,8 %) и абразионно-аккумулятивные (20,6 %) , причем среди них преобладают ингрессионные и абразионно-бухтовые берега. Совершенно ясно, что в ландшафтной оболочке преобладают те категории берегов, которые более или менее равновесны современным условиям береговой зоны.

Выявленные соотношения отражают определенный этап развития береговой зоны, своеобразие которого состоит в сравнительно малой степени преобразования береговой зоны работой волн, несмотря на относительное постоянство уровня океана в течение последних 6000 лет. Преобладание аккумулятивных берегов в целом отражает не только работу волн, но приток обломочного материала к периферии континентов.

При обзоре многих классификаций морских берегов приходится констатировать, что не удается классифицировать реальные берега по какому-либо одному признаку. Представляется, что дело тут не в отсутствии опыта или знаний авторов классификаций, а в сущности самого объекта исследования. Берег - комплексная система, в создании облика которой соучаствует множество элементов. Они образуют не формальную сумму, а новое качество.

Для характеристики таких сложных объектов становится актуальным применение понятия структурной сложности системы. Структурная сложность береговой системы определяется в основном набором следующих элементов:

Таблица 7

Протяженность различных типов берегов Мирового океана с учетом поправки на степень расчлененности (Леонтьев и др., 1977)

| №  | Типы берегов   | Протяженность берегов |        |
|--|--|-----------------------|--------|
|  |  | тыс.км                | %      |
| пп   |  |                       |        |
| Берега, неизменные морем или слабо измененные морем: |  |                       |        |
| 1  | Ингрессионные с глубоким расчленением (в том числе фиордовые, шхерные и им подобные) | 68,5                  | 14,61  |
| 2  | Ровные   | 29,3                  | 6,26   |
| Итого:   |  | 97,8                  | 20,87  |
| Денудационно-абразионные берега:                     |  |                       |        |
| 3  | Ингрессионные с глубоким расчленением (в том числе рiasовые)                         | 12,5                  | 2,67   |
| 4  | Ингрессионные бухтовые   | 1,1                   | 0,23   |
| 5  | Ровные   | 1,6                   | 0,34   |
| Итого:   |  | 15,2                  | 3,24   |
| Абразионные берега:                                  |  |                       |        |
| 6  | Ингрессионные и абразионно-бухтовые  | 72,8                  | 15,53  |
| 7  | Выровненные  | 26,3                  | 5,61   |
| 8  | Достигающие стадии деградации, с отмершим клифом и аккумулятивной террасой           | 3,2                   | 0,63   |
| Итого:   |  |                       | 21,82  |
| Абразионно-аккумулятивные берега:                    |  |                       |        |
| 9  | Ингрессионные с глубоким расчленением (риасовые с глубоким расчленением)             | 8,2                   | 1,75   |
| 10   | Ингрессионные и вторично расчлененные  | 69,3                  | 14,78  |
| 11   | Выровненные  | 18,9                  | 4,03   |
| Итого:   |  | 96,4                  | 20,56  |
| Аккумулятивные берега:                               |  |                       |        |
| 12   | Ингрессионные  | 9,2                   | 1,96   |
| 13   | Вторично расчлененные  | 30,5                  | 6,50   |
| 14   | Выровненные лагунные   | 43,0                  | 9,23   |
| 15   | Выровненные с примкнувшей аккумулятивной террасой                                    | 50,1                  | 10,68  |
| Итого:   |  | 132,8                 | 28,37  |
| 16   | Берега неопределенные  | 24,1                  | 5,14   |
| Всего:   |  | 468,6                 | 100,00 |

1. Первичным рельефом и свойствами слагающих его отложений, включая структурно-геоморфологические условия.
2. Источниками и стоками наносов (балансом наносов).
3. Источниками и количеством поступающей энергии.
4. Числом компонентов, ответственных за развитие рельефа.

Рельеф - сложнейший продукт взаимодействия прошлых и современных природных условий. Вместе с тем в каждом природном комплексе могут быть выделены некоторые элементарные составляющие. С них начнем систематическое описание форм рельефа береговой зоны.

В дальнейшем приступим к описанию геоморфологических комплексов, в каждом из которых ведущая роль отводится какому-либо набору компонентов. Среди этих комплексов выделим берега, формируемые волновыми процессами. Это не означает, что иные процессы не участвуют в создании их облика, но приоритет волнения объективно существует. Другой простейшей системой представляется прямолинейный аккумулятивный берег, сложенный однородными по своим свойствам рыхлыми отложениями, подвергающийся волновому воздействию. Несложным является и абразионный берег, где главное звено взаимодействия - коренные породы берега или подводного склона и волнение. Несмотря на ограниченность взаимодействующих компонентов, разнообразие рельефа достигается вследствие неоднородности локальных или общих свойств горных пород и различий интенсивности волнения.

Другой комплекс - берега приливных морей и областей нагонов. Приливы составляют их неотъемлемое качество, но это не означает, что они не подвергаются, например, воздействию волнения. Между тем действие волнения настолько трансформируется приливными колебаниями уровня, что ведущим процессом должны быть признаны последние. Точно также и действие биоты может быть важным на приливных берегах, однако их функциональные особенности существенно зависимы от приливных изменений уровня, которые признаются приоритетными.

Берега приморских аллювиальных равнин формируются при взаимодействии речного стока и морского волнения. Именно изменениями соотношений этих факторов формируются основные особенности геоморфологии берегов этого комплекса.

Биогенные берега - продукт взаимодействия живых организмов и первичных геоморфологических и современных гидродинамических условий и климатических условий. Первичные геоморфологические условия могут меняться и в зависимости от этих изменений будут возникать различные формы биогенных построек. Климатические условия также переменны в пространстве и эта изменчивость определяет видовой состав и продуктивность биоты. Аналогичным образом и гидродинамические условия определяют распространение определенных форм живых организмов и их продукции. Ведущий

процесс на биогенных берегах - биогенная продукция поступающего материала.

Наиболее сложной системой в структурном отношении представляются эстуарии, находящиеся под воздействием волнения, приливов, речного стока, имеющие сложный контур береговой линии, неоднородный состав наносов, переменный химический состав воды в плане и по вертикали водной толщи. Добавим к этому важнейшую роль биоты в динамике и продукции наносов, поглощении и трансформации веществ.

Особое место занимают техногенные берега, возникающие вследствие вмешательства хозяйственной деятельности человека на природные береговые комплексы. Чаще всего воздействие человека ведет к упрощению системы и к снижению ее устойчивости.

## 19. АБРАЗИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

В связи с быстрым затуханием орбитальных скоростей с ростом глубины, наиболее значительное разрушающее воздействие на берега волны оказывают в верхней части береговой зоны, а точнее - вблизи уреза. Если уровень моря характеризуется относительным постоянством, то вблизи уреза действием прибойного потока постепенно выработывается волноприбойная ниша. Собственно гидродинамическое действие прибойного потока существенно для менее прочных разновидностей горных пород.

Последовательность выработки волноприбойной ниши, как показывают эксперименты в лаборатории и наблюдения за абразией малопрочных пород в природных условиях включает выработку сначала относительно высокого входного сечения, а затем сужающегося в сторону суши замыкающего сечения (рис. 91).

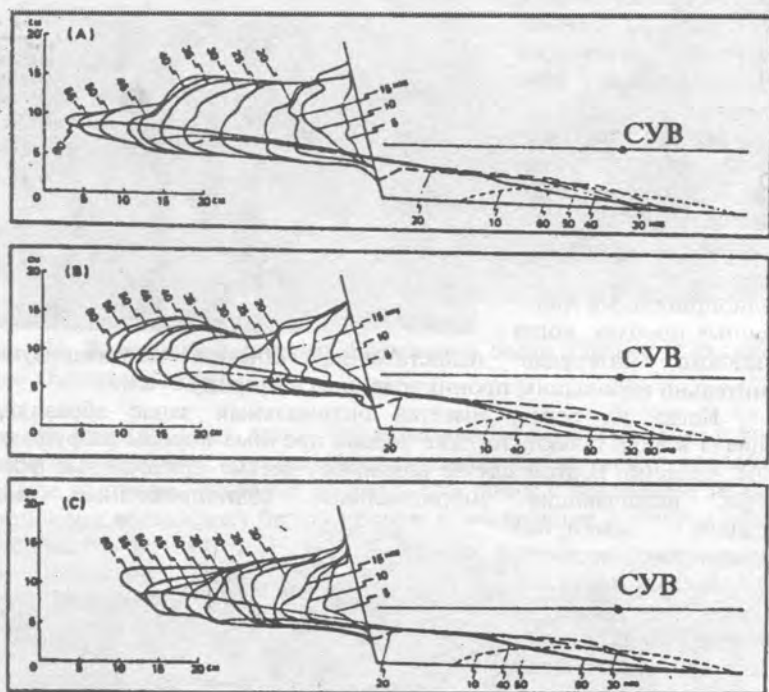


Рис. 91. Изменения профиля клифа, вызванные разрушающимися волнами в течение 60 часов воздействия (Sunamura, 1973)

Уменьшение высоты сечения волноприбойной ниши связано с постепенной выработкой соответствия между объемом заплеска прибойного потока и объемом ниши. На первом этапе развития волноприбойной ниши прибойный поток не укладывается в начальное сечение и поэтому развивается взброс потока вверх, который и формирует наибольшую высоту входного сечения.

При действии нерегулярных волн в природных условиях, когда абсолютно преобладает время действия малых волн, в слабопрочных разновидностях пород сначала формируется глубоко проникающая низкая ниша, а затем она трансформируется более мощными волнами таким образом, что внутри первичной ниши возникает всплеск, расширяющий ее по высоте. Этот процесс протекает буквально на глазах, когда происходит термическая абразия ледовых или вечномерзлых пород (рис. 92). Термоабразионная ниша может быть сформирована за один шторм с глубиной проникновения и высотой входного сечения около 2 м.

*Рис. 92. Термоабразионная ниша на берегу о. Муостах ( море Лаптевых )*

Поверхность льда или мерзлой породы оказывается гладко отполированной термодинамическим воздействием воды.

Волноприбойные ниши в прочных породах, когда абразивного материала недостаточно, обычно характеризуются сравнительно небольшим проникновением в сторону суши.

Когда на берегу имеется оптимальный запас абразивного материала в виде гальки, то даже весьма прочные породы разрушаются вполне успешно. В этом случае возникают весьма прихотливые формы рельефа, включающие эмбриональные волноприбойные ниши, небольшие замкнутые котловины, как правило, с несколькими гальками на дне, а также и некоторые формы поперечного расчленения (рис. 93).

*Рис. 93. Формы абразионного воздействия в гранитах при наличии абразивного материала на берегу Охотского моря у м. Литке*



Во многих случаях абразивные формы легко сочетаются с небольшими пляжами, примыкающими к их основанию и абразивное воздействие гальки и песка, которое сосредоточивается преимущественно на уровне интенсивного движения обломочного материала, приводит к выработке исключительно изящных форм рельефа.

Иногда усилия природы в форме этого как будто простейшего механизма взаимодействия приводят к выработке форм рельефа, не лишенных художественной и эстетической ценности (рис. 94).



*Рис. 94. Волноприбойная ниша в основании скалы Сфинкс (Сахалинский залив Охотского моря)*

В относительно легко размываемых породах даже в условиях замкнутых водоемов, отчлененных от моря, где не может развиваться сильное волнение, ветровые волны в сочетании с ветровыми нагонами интенсивно абрадируют берега, причем возникающие у клифов взбросы прибойного потока и сток обратного потока приводят к поперечному расчленению клифов за счет эрозии (рис. 95).

*Рис. 95. Расчленение клифов, сложенных суглинками, вследствие заглеска потока на бровку клифа (Южный Сиваш, Азовское море)*



Вследствие неоднородности большинства коренных пород, а также структурных особенностей пород, локальная скорость абразии различна и это приводит к прихотливому расчленению берегов. На участках ослабленных пород формируются выбоины, понижения, гроты.

При крутом залегании слоистых толщ наиболее прочные слои препарируются абразией и возникают асимметричные гряды на поверхности бенча, а часто и изолированные кекуры, "башни" и "головы".

Неоднородности прочности или различная трещиноватость горных пород приводит к значительному расчленению поверхности бенча, где абразия осуществляется главным образом вследствие абразивного действия крупнообломочного материала, а на берегах высоких широт важную роль в процессе разрушения приобретает физическое, преимущественно морозное выветривание, а также работа плавающих льдов и впаянных в припай обломков коренных пород (рис.96).



*Рис. 96. Абразивное расчленение поверхности бенча Охотского моря*

Поверхность такого бенча наряду с коренными выступами пород оказывается покрыта чехлом почти совершенно неокатанного преимущественно щебнистого обломочного материала. В особенности это касается бенчей, расположенных вблизи уровня сизигийного прилива.

Нередко абразии подвергается берег, сложенный породами различного гранулометрического состава. При этом мелкозернистая

часть наносов удаляется, тогда как крупные обломки остаются на месте в виде селективной отмости, формируя поверхность глыбового бенча. Особенно характерно это явление при размыве моренных толщ, отложений глыбовой сопочной брекчии (продуктов грязевулканических извержений), но иногда такой бенч может быть сформирован и при наличии крупных отдельностей сравнительно однородных коренных пород (рис. 97).

*Рис. 97. Глыбовый бенч на берегу Охотского моря*



Нередко абразия подвергаются фронтальные части оползней, имеющих зеркалом скольжения водоупорные породы, залегающие вблизи линий уреза. Поскольку выдвигание оползней в сторону моря происходит спорадически, то и абразия этих выступов контура берега осуществляется за сравнительно короткое время. Фронтальная часть оползня обычно имеет большую высоту в сравнении с тыловой частью. Поэтому селективные отложения, формирующиеся во фронтальной части бывшего оползня как бы оконтуривают его максимальное продвигание в сторону моря. Такие формы абразионной селекции крупнообломочного материала чрезвычайно характерны для оползневых берегов Крыма, северного Кавказа, Одесской области (рис. 98).

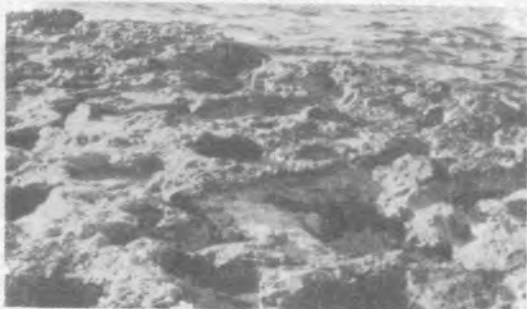
*Рис. 98. Селективный отмыв крупнообломочного материала оползневого языка на побережье Азовского моря*



Химическая абразия формирует сходные по внешнему облику с волноприбойными ниши химического выщелачивания. Они оконтуривают периферию высоких известняковых островов архипелага Фай Тси Лонг в Тонкинском заливе Южно-Китайского моря. Глубина их проникновения может достигать 10 м, а высота обычно не превышает 1 м. Из-за слабого развития волнения в архипелаге чисто механическое воздействие волнения на берега практически исключено и поэтому решающим механизмом формирования ниш является химическая абразия.

Процессы химического выщелачивания широко распространены на берегах тропического и экваториального пояса океана. Бенчи многих участков берегов Кубы, сложенные обломками кораллов и сцементированные известняковым цементом, осложнены формами микрорельефа типа "диентес де перро" (собачьи клыки). Они представляют собой остроконечные неровности в сантиметры и первые десятки сантиметров в высоту, настолько острые, что по ним невозможно ходить без жесткой обуви. Нередки на бенчах и типично карровые поверхности с амплитудой расчленения до 1 м (рис.99).

*Рис. 99. Микрорельеф известняковой поверхности бенча при химической абразии на берегу Тарханкутского полуострова (Черное море)*



Существенно, что формы микрорельефа типа "собачьих клыков", оказавшиеся на время в обстановке

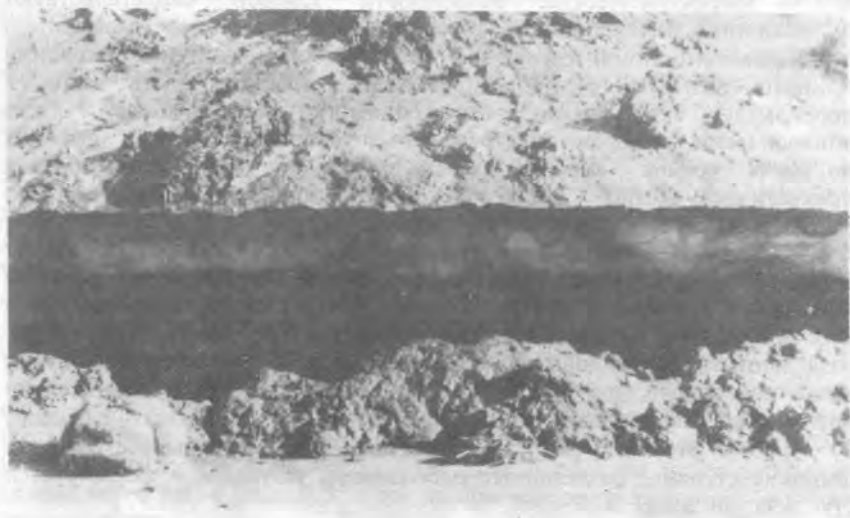


*Рис. 100. Сглаженная поверхность известнякового бенча в тыловой части штормового вала на берегу лагуны Гуанабана (северное побережье Кубы)*

лагунной седиментации, которая характеризуется восстановительными условиями, значительно уплощаются, острые грани исчезают (рис. 100). Есть основания считать, что важную роль в морфогенезе этих поверхностей играют некоторые виды литотрофных микроорганизмов, которые распространены в лагунных отложениях тропиков (Добровольская, Росалес Риверо, Сафьянов, 1984).

Для берегов арктических морей исключительно характерны формы термической абразии. Это определено широким распространением здесь повторно-жильных льдов. Объем повторно-жильных льдов по-видимому несколько больше объема вмещающих пород, которые сами содержат 70-80 % льда по объему. Таким образом, несмотря на большую скорость абразии, составляющую несколько метров в год, поступление наносов на берега из размываемых клифов невелико, а если учесть, что обычно эти наносы представлены мелкозернистым материалом, то морфогенетическая роль их невелика, и термоабразионные берега испытывают постоянный дефицит наносов.

Некоторая часть наносов поступает на термоабразионные берега не только вследствие абразии, но и в результате широко развитых здесь процессов солифлюкции и других склоновых процессов. В верхней части песчаного пляжа, когда прибой не достигает основания клифа, почти постоянно наблюдаются аккумулятивные накопления мелкозема, поступившего за счет процессов термоденудации с вышележащих участков склона (рис. 101). Эти ограниченные накопления тотчас же удаляются, как только прибойный поток достигнет их.



*Рис. 101. Термоабразионная ниша в основании невысокого склона с аккумулятивными накоплениями за счет склоновых процессов*

Анализ наиболее надежного материала об отступании термоабразивных берегов Северного Ледовитого океана ( Арэ, 1980) привел к заключению, что максимальная средняя скорость абразии, зафиксированная в течение последних 100-150 лет, равна примерно 10 м в год. Скорости отступления, превышающие 10 м в год, как правило, получены в отдельные годы или характеризуют разрушение небольших островов в открытом море или мысов, далеко вдающихся в море. Скорость термоабразивного разрушения берегов, сложенных сильнольдистыми рыхлыми отложениями в среднем составляет от 2 до 6 м / год. Однако, если рассматривать скорости абразии берегов в течение безледного периода, то окажется, что термоабразивные берега отступают, как правило, в 3-4 раза быстрее обычных абразивных берегов. Надежно установленной рекордной скоростью современной термоабразии является величина 55 м / год, максимальная средняя скорость равна примерно 10 м / год, а преобладающие средние величины на берегах материков и больших островов колеблются в пределах 2-6 м / год.

В течение последних 5 тыс. лет условия для развития термоабразии на арктическом побережье были близки к современным. Поэтому вполне обоснованно можно полагать, что во второй половине голоцена термоабразия уничтожила в пределах арктических приморских низменностей полосу суши 10-30 км, а на отдельных интенсивно разрушавшихся участках - до 50 км шириной. Следовательно, значительная часть широкого шельфа Ледовитого океана создана термоабразией за короткое время.

Морфологические особенности клифов свидетельствуют о различной интенсивности абразии. Клифы с резко выраженной вертикальной стенкой и имеющие волноприбойные ниши в основании принято называть активными. Клифы, нижняя часть которых перекрыта склоновыми отложениями, абрадируемые лишь эпизодически во время экстремальных штормов или при высоких подъемах уровня, можно назвать отмирающими. Если абразия прекратилась и на клифе отсутствуют признаки современного размыва, то такой клиф называют отмершим.

Структурные особенности коренных горных пород приводят к морфологическим различиям в строении бенчей. При чередовании прочных и непрочных пород, пласты прочных пород препарируются в ходе абразии и на месте их выхода возникают асимметричные гряды, разделенные межрядовыми желобами. Такой тип бенча получил название рядового бенча. Он формируется при сравнительно крутопадающих слоях пород. Если углы падения пород не превышают 10°, то в этом случае при селективной абразии вырабатываются широкие ступени, разделенные небольшими уступами, - формируется ступенчатый бенч.

При массивном сложении пород, образующих бенч, подобных структур не образуется. В этом случае можно выделять выровненный

бенч. Если же на дне остается значительное количество глыб и щебня, образующих несплошной покров, то такой бенч принято называть щебенчато-глыбовым.

При селективной абразии отложений, когда на месте остаются крупные глыбы пород, как уже указывалось, формируется валунно-глыбовый или глыбовый бенч.

При затухании абразионного процесса или при избыточном поступлении наносов бенч может быть прикрыт достаточно мощным плащом наносов, исключаящих абразию. В этом случае принято говорить о погребенном бенче.

На подводном склоне абразия быстро затухает. Так по наблюдениям на северокавказском побережье Черного моря бенч, выработанный во флишевых породах в приурезовой части размывается со скоростью 15 см/год, на глубине 2 м - 6 см/год, на глубине 3 м - 1 см/год, на глубине 5 м - 1-4 мм/год. Следует заметить, что абразия здесь облегчается интенсивной деятельностью моллюсков-камнеточцев. Таким образом, на глубине 5 м скорость абразии уменьшается на два порядка величины по отношению к приурезовой области. Соответствующие различия в скоростях абразии приведут к формированию выпуклого кверху профиля подводного абразионного склона. Между тем в природных условиях наблюдается большое разнообразие реальных профилей абразионных берегов. Выпуклые кверху профили наиболее типичны в целом для берегов, сложенных породами, дающими в процессе разрушения небольшое количество наносов. Во множестве случаев наблюдаются и вогнутые кверху профили подводного абразионного склона. Не в последнюю очередь такие отклонения от теоретической схемы вызваны тем, что в процессе абразии основной источник поступления наносов расположен вблизи уреза, а в таких случаях обычно формируется вогнутый профиль подводного склона.

При наличии неоднородностей пород по прочности грядовой бенч имеет небольшие относительные превышения вблизи уреза, не превышающие 10-20 см, постепенно увеличивающиеся до 1,5 м, а на глубинах около 20 м достигающие 3 м. Обнаруживается тесная связь величин относительных превышений с наличием абразивного обломочного материала. Абразивное действие гальки стачивает неоднородности рельефа, и оно наиболее эффективно на малых глубинах.

Длительные наблюдения У. Холдернесса (Англия) за время около 400 лет указывают, что при абразии дно понижается примерно на 1/100 того расстояния, на которое отступил берег. В.П.Зенкович (1962) считает, что если в процессе донной абразии будет достигнут уклон бенча в 0,01... 0,05, то механическое разрушение вообще прекращается.

Следует заметить, что донная абразия значительно облегчается деятельностью моллюсков-камнеточцев, серпулид, губок, морских ежей, которые иногда превращают буквально в решето поверхность

скал и глыб известняковых пород. Работа организмов особенно велика на берегах тропических морей, однако она существенна для морей умеренных широт и даже для Арктики.

Коренные породы, а также крупные отдельности пород подводного склона обычно покрываются обширными полями водорослей. Густые поселения цистозир на Черном море, фукусов - на Балтике, ламинарий - на Баренцовом и других морях существенно гасят энергию штормовых волн и тем самым ослабляют абразию. Однако мнение о защитной роли таких накоплений несколько преувеличено. Под покровом водорослей создаются восстановительные условия, значительно влияющие на устойчивость известняковых пород. Верхние 2-3 м породы практически теряют цементацию и превращаются в труху.

На подводном склоне арктических морей в пределах глубин до 40-50 м широко распространены канавообразные депрессии глубиной в среднем 2-10 м и шириной 10-100 м. Они обрамлены валиками высотой до 1 м, которые прослеживаются вдоль бровки канав с обеих сторон. Наибольшая густота таких форм рельефа характерна для глубин 10-15 м. Ранее полагали, что они - эти формы рельефа - возникают вследствие термической абразии повторно-жильных льдов. Однако исследования последних десятилетий с помощью локаторов бокового обзора показали, что такие борозды формируются в результате распахивающей деятельности дрейфующих льдов, многие из которых имеют значительную осадку. Заметим, что на глубинах более 20 м в арктических морях отсутствуют термодинамические условия для термоабразии, поскольку на этих глубинах температура морской воды становится меньшей нуля градусов.

Таким образом, наиболее интенсивная абразия приурочена к узкой приурезовой полосе от линии берега до зоны разрушения волн. Это характерно для механической, химической и термической абразии. Здесь же в наибольшей степени выражены формы абразионной скульптуры. Важнейшее условие их проявления - пространственная неоднородность свойств горных пород, подвергающихся абразии.

Скорость донной абразии, по крайней мере, на два порядка величины в целом меньше скоростей линейного отступления берегов вблизи уреза. Заметной зависимости скорости линейного отступления берегов от высоты клифа не устанавливается.

Абразию берегов следует считать процессом, ведущим к расширению поверхности взаимодействия литосферы и гидросферы и к снижению удельной мощности диссипации волновой энергии на мелководье. Абразионный процесс имеет, несомненно, нераскрытые экологические функции, поскольку при разрушении берегов и при абразивном износе обломочного материала формируются ювенильные поверхности, обладающие особыми механохимическими и биохимическими свойствами.

## 20. АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

### БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Прекращение перемещения наносов или их избыточное поступление на берег, сопровождающееся осадконакоплением, приводит к образованию различных аккумулятивных форм рельефа. Во многих случаях аккумулятивные формы рельефа возникают из-за локального перераспределения масс наносов.

Береговая зона характеризуется большим диапазоном размеров форм рельефа. В соответствии с размером будем различать формы микрорельефа, имеющие характерные размеры от сантиметров до метра с амплитудой до первых сантиметров, формы мезорельефа - размером от метров до 1 км с амплитудами, не превышающими обычно 10 м, формы макрорельефа с размерами более 1 км и достигающие 1000 км с амплитудами в десятки метров.

С позиции структурной сложности различаются элементарные и сложные формы рельефа. Элементарные формы рельефа возникают вследствие одного процесса. Следует заметить, что одинаковые или близкие по облику формы могут формироваться при действии разных процессов. Таково, например, возникновение рифелей в волновом и поступательном потоке. Сложные формы рельефа - результат действия нескольких процессов или повторяющегося процесса, действующего с различной интенсивностью.

#### П л я ж

Пляж - элементарная форма рельефа, образованная действием прибойного потока. Пляж как форма рельефа и одновременно как область осадконакопления может существовать лишь в условиях преобладания скоростей наката над скоростями отката. Основные параметры пляжа зависят от двух переменных - параметров прибойного потока и крупности частиц, его слагающих.

Пляжи отличаются большим разнообразием гранулометрического состава - от галечно-валунных до чисто галечных, смешанных песчано-галечных и песчаных (рис. 102, 103).

*Рис. 102. Галечно-валунный пляж вблизи м. Литке (Охотское море)*

Равнозначно профили и неполного профиля (прислоненные). Пляж полного профиля представляет собой двусклонную форму рельефа и для него характерна асимметрия



склонов. Передний склон его относительно пологий, а бережной -

сравнительно крутой. Пляж полного профиля обычен при максимальном развитии наката и сравнительно слабом действии отката из-за частичного перелива прямого заплеска через гребень пляжа. Пляж полного профиля формируется при наличии за ним свободного пространства в виде лагуны или ровной поверхности.



Рис. 103. Галечно-песчаный пляж Черного моря к северу от г. Кобулету

Пляж полного профиля характеризуется несколькими элементами рельефа, расположенными со стороны моря в следующем порядке: а) подводная ступень (основание) пляжа, соответствующее области последнего обрушения волн (обычно глубина основания пляжа определяется наиболее высокими в системе волнами), б) отсыпь пляжа - его подводная часть, которая характеризуется наибольшей крутизной, в) пляжевая берма - приурезовая узкая относительно плоская поверхность, обычно выраженная на песчаных пляжах, но почти исчезающая на галечных, г) передний склон пляжа - поверхность от уреза до наивысшей точки пляжа - гребня, д) тыловой склон пляжа.

Следует отметить, что уровень уреза воды представляет собой физически определенную границу, ниже которой ускорение силы тяжести редуцировано силой Архимеда. Поэтому существенно отличаются уклоны надводной и подводной частей пляжа. Так для песчано-галечных пляжей полного профиля восточной части Черного моря значения уклонов надводной части пляжа находятся в диапазоне 0,05-0,07, тогда как подводной части - в пределах от 0,1 до 0,2 (Пешков, 1994).

Пляж неполного профиля или прислоненный формируется у подножия клифа или прибрежно-морского сооружения. Отражение наката от клифа или стены сооружения приводит к тому, что откат часть расстояния преодолевает над поверхностью пляжа. Из-за резко выраженной асимметрии скоростей наката и отката такие пляжи характеризуются относительно большими уклонами и значительно меньшей шириной. Прислоненные галечно-песчаные пляжи обладают более широким диапазоном уклонов (Пешков, 1994): от 0,06 до 0,18 в надводной части и от 0,07 до 0,25 - в подводной.

В форме пляжа отражаются балансовые тенденции. Выпуклая кверху форма профилей характерна для стабильных или нарастающих пляжей, тогда как вогнутая - для размываемых или испытывающих дефицит наносов.

Уклоны пляжа существенно зависят от гранулометрического состава - в частности, песчаные пляжи имеют сравнительно пологие склоны. Из-за уменьшения параметров волн над отмелью подводным склоном и в зоне последнего разрушения волна имеет сравнительно небольшую высоту и это определяет сравнительно небольшую высоту гребня пляжа. Меньшая фильтрация приводит к более полному развитию отката.

По данным морфометрического анализа высота галечных пляжей полного профиля ( $H_n$ ) равна высоте волн 1% обеспеченности в системе на линии последнего обрушения. Отметка гребня пляжа соответствует глубине основания пляжа (Пешков, 1994), то есть  $H_n \sim h_{p1\%}$ .

Эта закономерность не соблюдается на прислоненных пляжах, где гребень вала имеет сравнительно небольшую высоту (рис. 104).

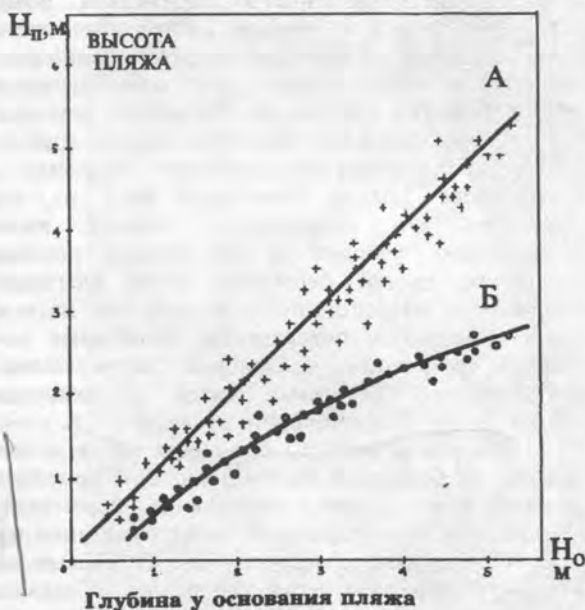
Рис. 104. Зависимость высоты пляжа и глубины его основания в подводной части для пляжа черноморского побережья Кавказа (Пешков, 1994).

А - песчано-галечный пляж полного профиля;

Б - прислоненный галечный пляж

Песчаные пляжи в целом отличаются сравнительно большей устойчивостью и претерпевают значительные изменения лишь при очень сильных штормах. Известна необратимая замена песчаных пляжей галечными для северо-кавказского побережья Черного моря после сильнейшего шторма 1949 г.

В приливных морях при значительной амплитуде прилива пляжи возникают на уровне полной и малой воды, будучи разделены поверхностью осушки, которая имеет относительно мелкозернистый



состав наносов. В связи с обильным поступлением обломочного материала за счет склоновых процессов высокоширотные галечные пляжи отличаются сравнительно слабо окатанными наносами и ухудшенной сортировкой.

### Береговые валы

Пляж полного профиля по существу является крупным штормовым береговым валом.

На переднем склоне пляжа, образованного современным волнением, в процессе затухания волнения или при действии последующих относительно слабых волнений формируется несколько мелких валов, обычно сложенных сравнительно мелкозернистым материалом. Эти малые валы представляют собой эфемерные образования и при действии очередного шторма они исчезают.

Однако на многих берегах существует избыточное поступление наносов, при котором берег во времени постепенно выдвигается в сторону моря. Тогда прежде образованные береговые валы оказываются за пределами современного воздействия волн. Последовательное выдвигание берега в течение длительного времени сопровождается возникновением достаточной широкой системы древних береговых валов. Их изучение может дать много ценного для исследования истории развития побережья. Несколько крупных древних береговых валов, последовательно причленяющихся друг к другу, формируют поверхность береговой аккумулятивной террасы.

После выхода берегового вала из зоны действия волн дальнейшая его сохранность зависит главным образом от климатических условий и от состава наносов, слагающих вал. Сохранению систем береговых валов благоприятствует отсутствие интенсивного антропогенного воздействия на поверхность. Особенно быстро изменяются поверхности, сложенные песчаным материалом. Процессы дефляции и эоловой аккумуляции нередко ведут к преобразованию береговых валов и аккумулятивных террас и возникновению форм эолового рельефа.

Высоты и контуры береговых валов меняются с удалением от современной береговой линии и вдоль их простираения. Эти изменения отражают как условие образования береговых валов, так и их последующую трансформацию процессами иной природы.

Согласованное причленение береговых валов субпараллельно друг другу образуют одну генерацию. Согласованность очертаний указывает на относительное постоянство условий движения наносов и развития берегов за время формирования соответствующей генерации.

Обширные системы береговых валов возникают вблизи устьев рек, твердый сток которых превышает транспортирующие возможности волнения. Тогда от устья реки распространяются с постепенным выклиниванием по мере удаления от него отдельные генерации береговых валов (рис. 105). Формирование отдельных генераций валов

свидетельствует об изменениях во времени объема поступающих наносов или локализации источников наносов, волнового режима, либо относительного уровня моря.

*Рис. 105. Космический снимок дельты р.Параибе (юго-восточная Бразилия) с многочисленными генерациями береговых валов*

При морфологическом анализе береговых валов рекомендуется исходить из следующих методических предпосылок (Леонтьев и др., 1975):

1. Направление берегового вала всегда соответствует направлению береговой линии на данном участке во время образования вала:

2. Если береговые валы одной генерации срезаются валами другой, расположенной ближе к современному урезу, то валы второй генерации моложе по возрасту.

3. Резкое несовпадение простираения береговых валов разновозрастных систем свидетельствует о перерыве в нарастании аккумулятивной формы и о ее размыве в течение интервала времени, отделяющего завершение образования более древней системы от начала возникновения более молодой системы береговых валов.



4. Отгибание оконечностей валов и их веерообразное расхождение обычно происходит в направлении роста аккумулятивной формы.

5. Свободные окончания береговых валов указывают на их формирование в пределах свободной акватории, существовавшей на данном участке во время образования этих валов.

Периодические формы рельефа надводной части берега. Периодические (ритмические) формы рельефа широко распространены в береговой зоне. Они наиболее заметны в надводной части берега. Их изучение затруднено тем обстоятельством, что при их описаниях часто исследователями применяется довольно свободная терминология и под разными наименованиями могут быть описаны одни и те же образования. Дополнительные затруднения возникают из-за отсутствия терминологических эквивалентов при переводах с иностранных языков.

Среди периодических форм рельефа, возникающих в зоне пляжа, могут быть выделены пляжевые фестоны, мегафестоны, штормовые фестоны и фестонобразные косы.

Пляжевые фестоны - периодические аккумулятивные образования, находящиеся в субаэральной зоне, часто встречающиеся вблизи уровня высокого прилива. Плановое положение береговой линии в этом случае напоминает синусоиду. Пляжевые фестоны имеют размеры в длину от одного до нескольких десятков метров. Пляжевые фестоны формируются из материала различной крупности - от крупной гальки до тонкого песка, но обычно лучше выражены на грубозернистых пляжах; они часто встречаются на пляжах, сложенных смесью песка и гальки. Наиболее крупный материал формирует выступы (мысы), выдвинутые в сторону моря, тогда как тонкий материал аккумулируется в вогнутостях заливов. Установлено (Russel a. McIntyre, 1965), что длины волн фестонов группируются в две размерности: большая часть - около 14 м, а меньшая - свыше 47 м. Они формируются в зоне заплеска прибойного потока обычно вблизи уровня высоких приливов (рис. 106).

*Рис. 106. Пляжевые фестоны на уровне прилива западного берега Камчатки*

Время существования фестонов от часов до нескольких дней. Гипотеза краевых волн в качестве важного фактора формирования пляжевых фестонов была обоснована многими исследователями. Установлено, что расстояние между фестонами коррелируется с длиной краевых волн. Амплитуда краевых волн



изменяется синусоидально вдоль контура берега, и для краевой волны нулевой моды она по экспоненте изменяется в сторону моря. На крутых пляжах краевые волны связаны с отражением энергии ветровых волн от берега. В таких условиях возникают стоячие волны с вдольбереговой составляющей движения, которая и создает фестоны. Стоячие волны могут быть также захвачены пространством пляжей, замкнутых между выступами контура берега или вызваны процессами волновой рефракции у длинного прямолинейного берега (см. раздел 6).

Формирование фестонов обеспечивается действием краевых волн конечной амплитуды у береговой линии, создающих синусоидальный подъем уровня воды вдоль берега. Размыв будет происходить в пучностях краевых волн, где скорости направлены в море. Длина волны фестона равна половине длины краевой волны. Вдоль оси понижений уровня возникают разрывные течения, представляющие собой часть циркуляционной системы краевых волн. Крутые пляжи благоприятны для формирования краевых волн, поскольку они вызывают отражение части энергии волн от берега.

Мегафестоны представляют собой более крупные периодические формы рельефа, образующие систему выступ-заллив. Обычно они формируются в сочетании с серповидными подводными валами или непрерывными подводными песчаными валами. Мегафестоны, связанные с серповидными подводными валами имеют длину 150-300 м, тогда как ассоциированные с непрерывными подводными валами - 100-200 м. Ритмичность береговой линии обусловлена расстоянием между разрывными течениями. Отмечается также, что для формирования мегафестонов существенна локальная миграция подводного песчаного вала в сторону берега. Установлена зависимость скорости миграции мегафестонов от их длины, указывающая, что большие мегафестоны движутся медленней. Скорость миграции мегафестонов  $U$ , была функцией расстояния между ними (Sonu, 1968):  $U \propto L^{-4/5}$ , где  $L$  - длина мегафестона.

Штормовые гигантские фестоны - нерегулярные выступы контура береговой линии, обусловленные работой штормовых волн. Они имеют длину от 100-350 м до 3 км и продолжительность существования от недель до лет. Отмечается связь их появления с преобладанием процессов размыва берегов на участках заливов, смежных с разрывными течениями.

Так называемые протуберанцы сходны со штормовыми фестонами, но обычно имеют менее выдвинутые выступы. Они встречаются на длинных прямолинейных песчаных пляжах, например, вдоль восточного побережья США. Длина их волн колеблется в пределах 150-1000 м с наиболее типичным значением около 500-600 м. Амплитуда таких волн составляет 15-25 м. Более крупнозернистый материал располагается предпочтительно на выступах. Они часто мигрируют вдоль берега со скоростями между 100 и 200 м в месяц.

Протуберанцы связаны с ячейками прибрежной циркуляции. Циркуляция может быть вызвана рефракцией волн, сопровождающейся изменениями высот волн вдоль берега у береговой линии. Течения, направленные из зон высоких волн к зонам низких волн, образуют конвергенцию в бухтах и отклоняются затем в сторону моря в виде сильных разрывных течений (Комар, 1971; Sonu, 1972). Иногда бухты протуберанцев располагаются напротив областей зарождения разрывных течений, иногда же последним соответствуют выступы контура берега. Там, где волны подходят к берегу под острым углом, нередко возникает меандрирующая система течений, сопровождающаяся возникновением ритмических протуберанцев вдоль берега. Заливы встречаются на участках отклонения течения в сторону моря, а выступы располагаются там, где течения направлены к берегу. Косой подход волн может определять в ряде случаев скошенную асимметричную форму протуберанцев с ритмическим строением. Когда протуберанцы перемещаются вдоль берега, профиль пляжа изменяется от вогнутого в заливе к прямолинейному и выпуклому при прохождении выступа. Другой формой периодического расчленения контура берега являются фестонобразные косы.

Фестонобразные косы встречаются как ритмические формы рельефа во многих лагунах. Эти косы часто ограничены мысообразным выступом и разделяют лагуну на несколько озер в форме окружностей. Часто такие формы возникают с обеих сторон лагун и навстречу друг другу. Озера овальной формы, разделенные фестонобразными косами имеют диаметр 1-7 км. Сходные косы встречаются в Чукотском море, некоторые из них симметричны, тогда как другие - асимметричны. Эти образования могут выступать примерно на 1 км и обнаруживают со временем тенденцию к росту симметрии вследствие движения наносов при действии коротких рефракционных волн.

В.П.Зенкович (1962) отмечает зависимость направления окончаний дистальных частей ритмических фестонобразных кос удлиненных акваторий от длины разгона местных ветровых волн - в противоположных частях таких акваторий вдольбереговое перемещение имеет обратное направление (в общем случае - от центра акватории к периферии).

### Подводный береговой склон

К формам подводного рельефа могут быть отнесены прежде всего разнообразные формы периодического микрорельефа, среди которых преобладают рифели или ряби.

В типичном случае мезорельеф подводного берегового склона представлен подводными валами различной структуры. Рифели и подводные валы разделяются целой иерархией донных аккумулятивных форм, систематическое описание которых еще ждет своих исследователей. Особенно сложен аккумулятивный рельеф приливных мелководий, который в этой главе не рассматривается.

## Рифели

Рифели представляют собой наиболее широко распространенные периодические формы подводного микрорельефа, которые формируются при взаимодействии сыпучих наносов с волнами или течениями в определенном диапазоне относительных скоростей. Высота их обычно измеряется сантиметрами, а длина - первыми десятками сантиметров.

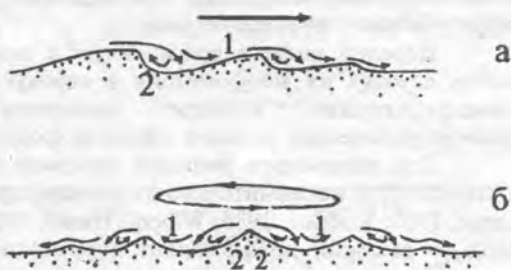
Подводный склон в пределах зоны там, где существует песчаное дно, практически повсеместно занят рифелями. Эти элементарные периодические формы рельефа занимают огромные пространства дна океана и за пределами береговой зоны в том числе на самых больших глубинах. Исследованиям рифелей посвящено большое число работ еще и из-за того, что они представляют собой важнейшую форму движения наносов в придонном слое. В отечественной литературе эти проблемы рассмотрены в ряде новейших работ (Косьян, 1987; Косьян, Пыхов, 1991; Анцыферов, Ефремов, 1996), из которых можно получить представление о проблеме, а также критический анализ точек зрения.

Рифели разделяются на активные, сформированные действующим режимом, и пассивные, то есть сохранившиеся в качестве следа ранее действовавшего режима.

Рифели формируются при скоростях, близких к сдвигающим. Неравномерные подвижки частиц приводят к образованию на гладком дне локальных неоднородностей рельефа, за которыми возникают вихри, распадающиеся на две составляющие (рис. 107). Компонента 1, перемещающая частицы, "работает" на формирование следующего рифеля, а компонента 2 поддерживает крутой "подветренный" склон рифеля, сохраняя таким образом возможность существования самой формы и вихря.

Рис. 107. Плоские вихревые рифели и структура вихрей у форм, образованных: а) течением, б) волнением (Анцыферов, Ефремов, 1996)

С ростом придонных скоростей изменяется высота  $\eta$  и длина  $\lambda$  активных рифелей вплоть до их стирания. Размеры рифелей стабилизируются после определенного времени действия стационарного волнения. При затухании волнения процесс переработки рифельного рельефа идет значительно медленней, чем при росте волн. При резком уменьшении придонных скоростей формы



могут консервироваться, и последующая роль ослабленного волнения сведется к выполаживанию резких очертаний рифелей.

Многими исследователями отмечены существенные различия в функциях, получаемых для параметров рифелей в лабораторных и натуральных условиях. Однако в последнее время построены связи, которые надежно аппроксимируют данные лабораторных и полевых наблюдений (Анцыферов, Ефремов, в печати). Для нормированной высоты и длины активных рифелей получены следующие соотношения:

$$\eta / a = 0,36 \exp(-2,2 \cdot 10^{-2} \phi)$$

$$\lambda / a = 2 \exp(-7 \cdot 10^{-3} \ln^{3,8} \phi)$$

где  $a$  - орбитальный радиус движения частиц жидкости у дна,  $\phi$  - так называемый параметр подвижности частиц

$$\phi = \frac{u^2 \rho}{gd(\rho_p - \rho)}$$

$u$  - придонная скорость,  $g$  - ускорение силы тяжести,  $d$  - диаметр частиц,  $\rho_p$  и  $\rho$  - плотность сыпучего материала и жидкости.

При чисто колебательных движениях донные рифели имеют симметричный профиль с широкой ложбиной и узкими гребнями. Наложение поступательного течения на колебательное движение может вызвать появление асимметрии рифелей в направлении среднего течения. Асимметрия орбитальных скоростей также может сопровождаться возникновением асимметрии рифелей. Следовательно, в этом случае асимметрия рифелей будет признаком направленного движения наносов.

Удалось проследить (Косьян, 1987), как с приближением со стороны моря к зоне разрушения волн рифельное дно выполаживается, а на участке разрушения волн прослеживаются образования, у которых длинные плоские вершины чередуются с короткими ложбинами - траншеями. После прохождения зоны разрушения гладкое дно к берегу сменяется дном, покрытым трехмерными рифелями, за которыми следуют ровные двухмерные рифели.

Нередко рифели сохраняются в ископаемом состоянии и во многих случаях их морфометрия в совокупности с анализом состава наносов служит важным критерием для восстановления палеогеографических условий среды их формирования.

Для параметров рифелей многими исследователями получена их зависимость исключительно от размера слагающих их частиц (Miller, Komar, 1980; Косьян, 1988; Wiberg, Harris, 1994). Эта зависимость имеет довольно высокий коэффициент корреляции и объясняется тем, что при затухании волнения скорости у дна становятся недостаточными для смещения частиц, которое способно привести к существенному изменению формы, и этот момент определяется весом или размером частиц. На этом основании иногда делается вывод о неправомочности реконструкции волнового режима по унаследованным параметрам рифелей.

Учитывая однако, что при ослаблении волнения крупные рифели, сформированные развитым волнением, будут еще некоторое время срабатываться в их пригребневой части, делается вполне обоснованное заключение (Анцыферов, Ефремов, в печати), что для палеодинамических реконструкций можно привлекать данные по длинам законсервированных рифелей, сохранный размер которых соответствует стадии развитого волнения.

### Подводные валы

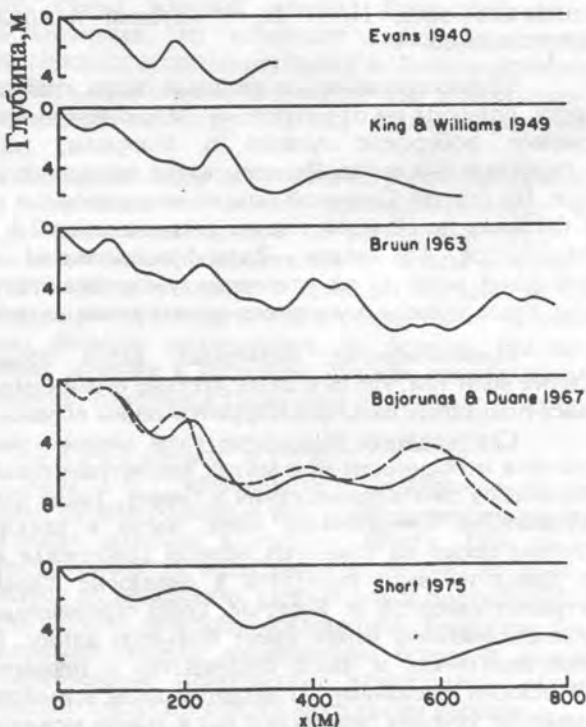
Подводные валы морфологически сходны с береговыми валами полного профиля и представляют собой асимметричные параллельные берегу песчаные гряды с относительно крутым склоном, обращенным в сторону берега, высотой от 0,5 до 2,5 м. Простираение их вдоль берега - от сотен метров до первых десятков километров. Обычно подводные валы встречаются в виде серий из 2-3 и большего числа валов, протягивающихся параллельно берегу (рис. 108).

Рис. 108. Примеры профилей множественных подводных валов различных районов (Bowen, 1980)

В лабораторных экспериментах найдено соотношение глубины ложбины  $H_l$  и глубины гребня вала  $H_c$  (Keulegan, 1948):  $H_l = 1,69 H_c$ .

Учитывая, что глубина ложбины практически равна высоте волны на линии разрушения, можно вывести соотношение для глубины расположения гребня подводного вала в зависимости от высоты разрушающейся волны:  $H_c = 0,59 h_p$ .

Подводный вал, ближайший к берегу, обычно отличается большей подвижностью и часто обнаруживает тенденцию к выходу в



надводное положение. Обычно это происходит в фазу затухания штормового волнения. Миграция в сторону берега обнаруживается и для серповидных подводных валов. Скорость миграции подводных валов к берегу, определенная по 10 различным прибрежным районам (Horikawa, 1988) колебалась в довольно широком диапазоне от 1 до 30 м в сутки при преобладающих средних значениях 2-3 м в сутки. Миграция вала вызывается отложением наносов на прибрежной стороне вала, куда они влечением смещаются с относительно пологого морского склона вала. В местах действия разрывных течений смещение вала к берегу замедляется. Суточная скорость миграции  $\bar{V}^*$  к берегу подводного вала может быть выражена следующим эмпирическим выражением (Sunamura, Takeda, 1984)

$$\bar{V}^*/(W_o d/Z_b) = 2 \cdot 10^{-11} (\bar{h}_p/d)^3,$$

где  $\bar{h}_p$  - средняя высота волны у линии разрушения,  $d$  - крупность частиц,  $W_o$  - гидравлическая крупность наносов,  $Z_b = (H_t - H_c)$  - высота подводного вала,  $H_t$  и  $H_c$  - глубина ложбины и гребня вала, соответственно.

Множественные подводные валы, вытянутые параллельно берегу, описаны на относительно низкоэнергетичных берегах, включая северное побережье Аляски и Флориды, где отмечено свыше 11 параллельных валов. Размеры валов постоянно возрастают в сторону моря. На берегах Северной Аляски на расстоянии около 1 км от берега на глубинах до 10 м постоянно располагается 2-3 вала, но временами фиксируется 4-5 валов. Валы расположены мористее обычной прибойной зоны и их отстояния увеличиваются по направлению в море, когда уклоны подводного склона уменьшаются (Short, 1975).

Происхождение подводных валов объясняется действием стоячих волн там, где они относительно ограничены и правильны, хотя не все подводные валы формируются таким образом.

Серповидные подводные валы широко распространены вдоль берегов в особенности при малых амплитудах приливов. Серповидные валы имеют точки примыкания к берегу. Такие формы встречаются, в частности, в Средиземном море, часто в замкнутых заливах. Они описаны также на открытых берегах (побережье Вирджинии, США), где длина их волн находится в диапазоне 400-600 м, а амплитуда составляет около 50 м. В случае, когда серповидные валы встречаются сериями, внешняя серия имеет большую длину. Внутренняя система более динамична и часто соединяется с передним фронтом пляжа гигантскими фестонами. Подводные валы асимметричны на профиле. Разрывные течения пересекают вал в заливе между выступами, которые ограничивают серповидный вал. Разрывные течения прослеживаются на удалении от берега 90-300 м, в среднем на 240 м. Валы изменяются как в пространстве, так и во времени, будучи параллельными,

секущими, серповидными или нерегулярными. Внешняя система построена проще. Средняя длина волны вала около 500-600 м с амплитудой 30-40 м. Она выступает в сторону моря на расстояние около 250 м. Глубина внешнего вала около 2 м при отливе с максимальным размахом глубин 2,8 м. Внешняя система относительно стабильна, мигрируя вдоль берега со скоростью около 10 м в месяц в течение летнего сезона.

Происхождение подводных серповидных валов также объясняется действием краевых волн. Краевые волны, создающие серповидные подводные валы, имеют большую длину в сравнении с теми, что формируют пляжевые фестоны. Они могут формироваться как двумя группами подходящих волн, так и единственной группой волн. Стоячие волны возникают при отражении энергии от пляжа. Для формирования серповидных валов необходимы краевые волны с периодами 30-60 с. Действие краевых волн с нулевой модой обеспечивает появление скоростей, направленных в море, и формирование подводного вала. Форма вала серповидная и его длина составляет половину длины краевой волны. Если орбитальные скорости были достаточными, то возникает серия серповидных образований, соответствующих модальному числу  $n$ . Длиннопериодные краевые волны могут быть сформированы в заливе при возникновении стоячих волн между двумя выступами. Длина волны определяется длиной залива.

Поперечные подводные валы представляют собой ритмические образования, хотя они являются скорее прямолинейными, чем фестонобразными, и направлены в море по нормали к берегу на расстояние до 3,3 км. Они обычно формируются песчаным материалом и имеют амплитуду 0,5-1,0 м и длины в пределах 80-3300 м. Они встречаются на берегах с низкой энергией и с умеренными уклонами пляжа. Такие формы рельефа наблюдались на берегах Бразилии, Канады, России, Дании, Японии и Флориды. Иногда прослеживалась их миграция вдоль берегов, изменялся также угол их подхода к берегу.

### Береговые бары

Береговые бары - крупнейшие прибрежно-морские аккумулятивные формы, сформированные при преобладающем участии поперечного перемещения наносов в сторону берега. Они имеют относительную высоту (считая от их подводного подножия) до 10-30 м, ширину - от сотен метров до нескольких километров и протяженность, измеряемую во многих случаях десятками километров. Береговые бары ориентированы параллельно общему направлению берега и нередко отделяют от моря прибрежные мелководные акватории - лагуны, имеющие обычно довольно сложный контур внутренних берегов.

Береговые бары в одной или нескольких точках причленяются к выступам суши. Иногда бары представляют собой цепочки аккумулятивных островов, образуя островные бары. И наконец, обнаружены подводные формы аналогичного строения,

располагающиеся на малых глубинах и имеющие тенденцию превратиться в островные или надводные образования, - подводные бары.

Две характерные особенности обнаруживаются при анализе условий распределения баров. Одна из них - наличие перед барами достаточно широкой полосы мелководья, сложенной наносами. Другая, в значительной мере производная от первой, - наличие возможности поступления наносов вверх по подводному склону. Во многих случаях признаки такого поступления фиксируются уже в самом составе отложений баров: часто они бывают сложены материалом донного происхождения (ракушей, ракушечным или оолитовым песком, обломками кораллов).

Береговые бары - аккумулятивные формы, имеющие исключительно широкое распространение, окаймляющие около 9 % берегов Мирового океана. Они располагаются на Атлантическом побережье США, большей части побережья Мексиканского залива, Южной Бразилии, Уругвая, на северном берегу Гвинейского залива, побережье Нидерландов и ФРГ, значительной части побережья Австралийского залива, характерны для большей части берегов Сахалина, Западной Камчатки, Чукотки и многих других регионов.

Важная роль в подготовке формирования баров принадлежала последней голоценовой трансгрессии Мирового океана, в ходе которой затопливались довольно плоские низменные поверхности прибрежных аллювиальных равнин, равнин озерно-ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, представляющие собой огромный резерв наносов. Уклоны этих исходных для образования подводного берегового склона поверхностей оказались слишком малыми, чтобы они удовлетворяли условиям подвижного равновесия наносов в новых субаквальных условиях. Выработка нового профиля равновесия и привела к массовому перемещению обломочного материала в сторону берега. Из-за отмелости первичного склона разрушение волн и остановка движущихся к берегу наносов происходила на значительном удалении от берега, где начинали формироваться первые очаги подводной аккумуляции, создавшие основу возникновения подводных баров. Дальнейшая аккумуляция приводит к возникновению островных баров, а при наличии достаточно интенсивного питания наносами последние превращаются в береговые бары.

Такая стадийность развития баров прослеживается при палеогеографическом анализе (рис. 109). Характерно, что при последовательном надвигании бара на акваторию лагуны на подводном склоне бара выходят обычно лагунные отложения,

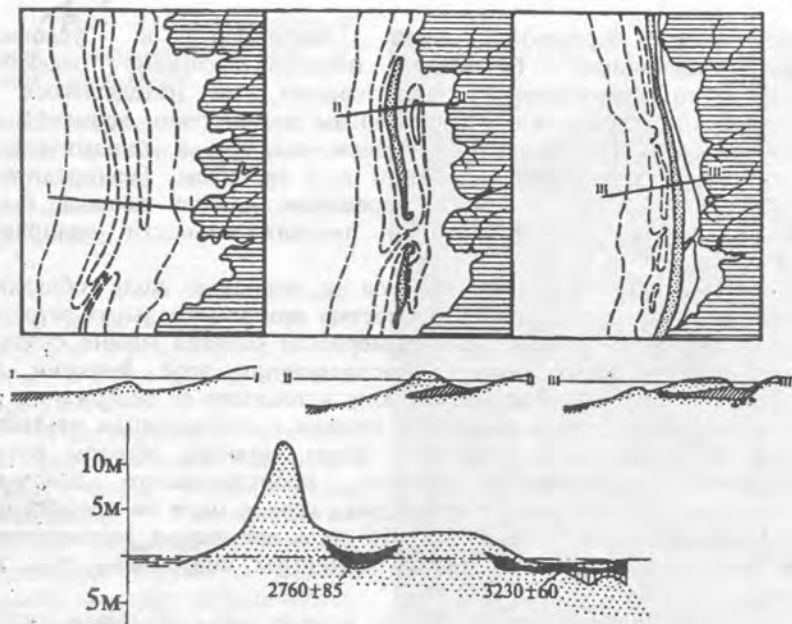


Рис. 109. Стадии развития берегового бара (Леонтьев и др., 1975): а - подводный бар; б - островной бар; в - береговой бар; г - профиль современного и древнего бара на побережье Голландии (по С.Елгерсма)

представленные мелкозернистым илесто-алевритовым материалом со значительной примесью органических включений.

Некоторые исследователи считают необходимым условием образования баров, кроме трансгрессии, последующее снижение уровня, хотя бы на небольшую величину. Не отрицая такой возможности, следует все же заметить, что это условие не является необходимым, поскольку в береговой зоне в ходе штормового цикла происходят изменения уровня, в том числе и его снижение после периода действия волнового или ветрового нагона. Эти денivelляции после сильного шторма в состоянии обеспечить такую аккумуляцию, которая окажется достаточной для выхода подводного бара в надводное положение. Превосходным доказательством такой возможности является формирование баров на северо-западном побережье Каспийского моря даже в условиях экстраординарной скорости подъема уровня за последние 15 лет в 20-30 см/год.

Приоритетное значение для формирования баров имеет то обстоятельство, что поверхность шельфа, будучи в периоды оледенений коллектором огромных масс наносов, сложена довольно грубозернистыми осадками. Поверхность шельфа, а зачастую и

современной береговой зоны (например в условиях "самоукрупняющихся" биогенных наносов) сложена осадками разнородного гранулометрического состава, не находящегося в динамическом равновесии с современным воздействием волнения на морское дно. Не находились осадки шельфа в динамическом равновесии с волновыми условиями и в прошлом. Разнородность гранулометрического состава со временем однако должна была уменьшиться за счет увеличения продолжительности волнового воздействия.

Некоторые фракции наносов в волновом поле обладают повышенной миграционной способностью при минимальных затратах энергии. Центром тяжести этой размерности осадков можно считать фракцию 0,25-0,5 мм. Анализ распределения этой фракции по поверхности шельфа обнаруживает зону истощения ее содержания на глубинах 10-25 м, что по-видимому связано с современным изъятием ее на построение аккумулятивных форм главным образом путем поперечного перемещения наносов, происходившего довольно длительное время в связи с постоянством уровня моря на протяжении последних 6 тыс.лет. Интересно, что зоне истощения соответствует располагающийся ближе к берегу максимум содержания той же фракции.

Изложенное позволяет понять, почему при стабильном уровне моря бары, сформированные поперечным перемещением наносов, начинают в конце концов испытывать дефицит наносов и обнаруживают явные признаки размыва. Очевидно, это связано с прогрессирующим уменьшением поступлений наносов за счет их поперечного перемещения с подводного склона из-за обеднения материнского субстрата поверхностных осадков шельфа теми фракциями, которые могут быть вынесены вверх по склону в пределы пляжа.

Исключения в виде нарастающих в настоящее время баров немногочисленны и относятся главным образом к барам, получающим питание за счет выброса со дна осадков биогенного происхождения ("самоукрупняющихся" во времени наносов). Таковы, например, бар Арабатская стрелка на Азовском море, бар лагуны Гуэрреро-Негро (Мексика) и некоторые другие. Стабильные островные бары, окаймляющие залив Батабано (Куба), получают питание наносами за счет биопродукции коралловых рифов, находящихся вблизи бровки шельфа (рис. 110). Нарастающие бары свойственны также некоторым участкам отлогого подводного склона с низкой энергией волнения, например, на берегах с нивальным климатом,

*Рис. 110. Космический снимок островных баров к востоку от о. Пинос*

когда подводный склон в течение длительного времени (7-10 месяцев в году) не испытывает волнового воздействия.

Элементарные формы, образующиеся при продольном перемещении наносов

Физической основой для формирования аккумулятивных форм рельефа при продольном перемещении наносов являются изменения продольной структуры потока наносов, которые определяются в основном уменьшением вдольбереговой составляющей волновой энергии в направлении движения наносов.

Рассмотрим те стандартные изменения величины градиента расхода потока наносов, которые определены различиями контура берега (рис. 111).

Заполнение вогнутости берега

Если на начальном участке вдольберегового перемещения волны подходят к берегу под углом,

близким к углу  $\phi$ , а на последующем участке происходит разворот контура берега, уменьшающий угол подхода волн к берегу, то на этом участке расход потока наносов уменьшается и произойдет отложение части наносов, обеспечивающее аккумуляцию. Аккумулятивное тело примкнет к коренному берегу. Подобного рода формы рельефа получили название примыкающих аккумулятивных форм (рис. 111в).

Огибание выступа берега. Анализируя процесс огибания выступа берега, необходимо иметь в виду, что на исходном участке вдоль открытого морского берега угол подхода волн обычно составляет небольшую величину. Поэтому резкий излом берега приводит к росту величин расхода вдольберегового потока наносов. Поэтому наиболее



интенсивное перемещение наносов будет происходить по направлению, образуемому примерно  $45^\circ$  с фронтами подходящих волн. Так что, если угол подхода волн к исходному отрезку берега был равен  $5^\circ$ , то нарастающая аккумулятивная форма образует с ним угол в  $40^\circ$ . В итоге образующаяся форма рельефа следует не изменившемуся направлению берега, а выдвигается от берега под некоторым углом в глубину. Нарастающие глубины приводят к аккумуляции на подводном склоне и рост аккумулятивной формы приостанавливается до подхода новых порций наносов. Дистальная часть аккумулятивной формы отрывается от берега, образуя косу. Коса в отличие от примкнувших форм соединяется с берегом только корневой частью, а дистальная часть ее свободна. Коса и аналогичные аккумулятивные формы рельефа относятся к классу свободных аккумулятивных форм (рис.111е).

Внешняя блокировка берега. Образование аккумулятивной формы обеспечивается защитой какого-либо участка берега островом, отмелью или мысом. За защищаемое пространство волны проникают вследствие рефракции значительно ослабевшими, что вызывает аккумуляцию в волновой тени острова или другого блокирующего элемента. Аккумуляция может иметь вид примыкающей формы - при этом образуется аккумулятивный выступ, или наволлок.

Постепенно выдвигаясь в пределы защищенного пространства акватории, наволлок может превратиться в косу и дистальным концом причленился к блокирующему элементу. Часто в окрестностях блокирующего элемента может иметь место вдольбереговое перемещение наносов в сторону волновой тени, поскольку отдельные шорты могут иметь противоположно направленные вдольбереговые составляющие. В этом случае возникает томболо, или перейма, по морфологическим признакам относимая к классу замыкающих аккумулятивных форм (рис.111л).

Падение удельной энергии волнового поля в удлинённых акваториях. Волны, входя в удлинённую бухтовую акваторию испытывают значительную рефракцию, что приводит к снижению транспортирующих способностей вдольбереговых потоков наносов, действующих на боковых сторонах бухт. Сначала на боковой стороне бухты возникает наволлок (рис.111к), впоследствии трансформирующийся в косу небольших размеров. Встречный рост кос с обеих сторон бухты приводит к формированию замыкающей аккумулятивной формы рельефа, перегораживающей залив, - пересыпи (рис.111и). Особенно часто такие формы рельефа возникают во фиордах, а также в лагунах. Пересыпи по-существу являются формами двустороннего питания.

Аккумулятивные формы двустороннего питания. Элементы двустороннего питания аккумулятивных форм прослежены при формировании томболо и пересыпей. Однако формы двустороннего питания распространены гораздо более широко. Терраса в вершинной части бухт из-за вогнутого контура берега образуется как форма двустороннего питания вследствие встречного направления

вдольбереговых миграций наносов в ее окрестностях. Широко распространены также стрелки - косы двустороннего питания, образующиеся у выступа контура коренного берега, к которому материал поступает с двух сторон (рис.111ж). Очень часто небольшие острова округлой формы, подвергающиеся волновому воздействию, образуют на подветренных берегах косы двустороннего питания.

Широкий интерес представляют собой так называемые косы азовского типа, представляющие собой исключительно широкий класс аккумулятивных форм (рис.111з). Возникая у сравнительно небольших выступов коренной суши, они развиваются сначала за счет абразии смежного участка берега, расположенного выше по потоку наносов. Нарастая под углом к берегу, коса блокирует часть берега, находящегося в волновой тени преобладающих волнений. Тем самым в области волновой тени обеспечивается преобладание второстепенных румбовых составляющих, обеспечивающих встречное перемещение наносов к корневой части лидирующей косы. Этим вторичным потоком наносов могут формироваться как примкнувшие формы, так и сравнительно мелкие косы, заполняющие вогнутость берега.

Петлевидные аккумулятивные формы возникают в результате преобразования кос под воздействием волнений, имеющих направление, не совпадающее с направлением их генерального роста. По мере развития дистальная часть все в большей мере подвергается воздействию волн, проходящих над приглубым склоном. В этом случае коса отгибается к берегу и по мере дальнейшего роста в том числе под влиянием частичной блокировки дистали косы от действия румбовых составляющих, приведших к формированию ее первичных участков, она может причленяться к берегу своим свободным концом (рис.111о).

Чем разнообразнее источники наносов, длительнее история развития и сложнее исходные геоморфологические условия, тем чаще на берегах формируются сложные и полигенетические аккумулятивные формы. Они характеризуются участием нескольких процессов в создании формы, соучастием наносов и поверхностей разного происхождения в выполнении тела аккумулятивной формы.

По морфологическим признакам наиболее крупные аккумулятивные формы береговой зоны подразделяются на пять групп (Зенкович, 1962): 1) примкнувшие - прилегающие к коренному берегу на большом протяжении своей внутренней стороной; 2) свободные - соединяющиеся с берегом одним концом; 3) окаймляющие - выдвинутые от берега и отделяющие от моря лагунное озеро; 4) замыкающие - соединяющиеся с берегом противоположными концами; 5) отчлененные - не соединенные с берегом. На рис. 111 представлены наиболее распространенные аккумулятивные береговые формы. Хотя представленная классификация не включает всех форм береговой аккумуляции, она является одной из самых полных и основана на огромном опыте полевых исследований.

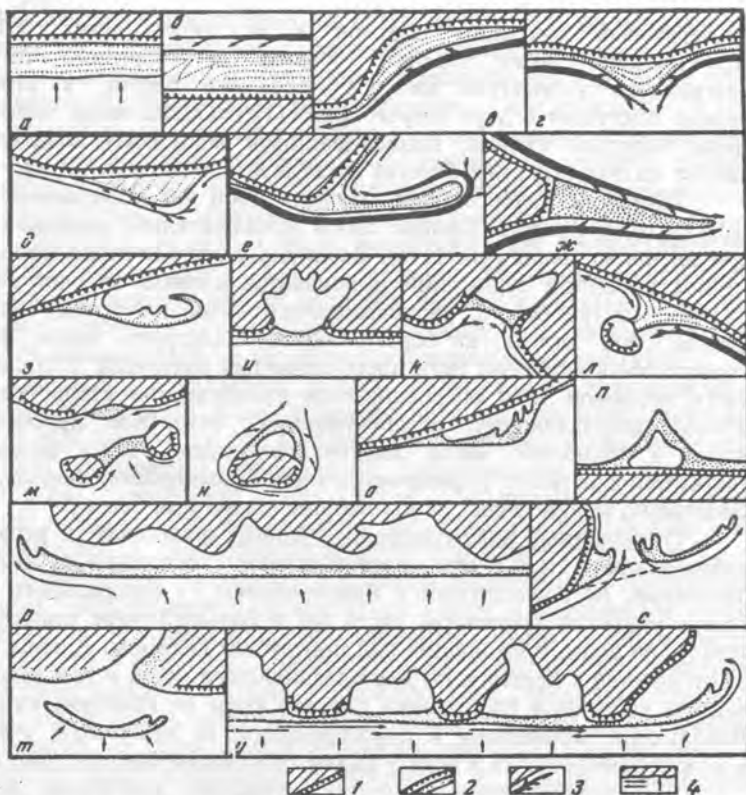


Рис. 111. Типы аккумулятивных береговых форм (Зенкович, 1962)  
 Примкнувшие: а - терраса донного питания, б - то же вдольберегового питания; в - терраса, заполняющая вогнутость; г - симметричный выступ двустороннего питания; д - асимметричный выступ одностороннего питания. Свободные: е - коса (одностороннее питание), ж - стрелка (двустороннее питание), з - коса у ровного берега. Замыкающие: и - пересыпь в устье бухты, к - пересыпь в средней части бухты, л - перейма (томболо), м - межостровная перейма. Окаймляющие: н - скобковидная коса (двустороннее питание), о - петлевидная коса (одностороннее питание), п - симметричная двойная окаймляющая коса. Отчлененные: р - береговой бар, с - аккумулятивный остров, возникший при разрыве тела косы, т - аккумулятивный остров, созданный у устья реки из материала донных наносов, у - береговой бар, прижатый к выступам берега. 1 - материковая суша и активный клиф; 2 - отмерший клиф и берег, окаймленный пляжем; 3 - поток наносов и подача материала к берегу и в сторону моря; 4 - миграция наносов вдоль края аккумулятивной формы и подача материала со дна

## 21. МОРФОДИНАМИКА ГАЛЕЧНОГО ПЛЯЖА

Штормовые обратимые переформирования галечных пляжей представляют большой интерес в рамках проблемы регулирования берегового процесса. Данный раздел основан на результатах экспериментов в природных и лабораторных условиях по изучению формирования рельефа свободного галечного пляжа (Катков, Петров, Сафьянов, 1984). На основе экспериментов выводятся корреляционные связи с минимальным выбором параметров, включающих характеристики: 1) группы волн, 2) элементов рельефа пляжа и 3) пляжного материала.

Если волны заданных параметров воздействуют на пляж, состоящий из подвижных частиц, то формируется рельеф поверхности пляжа, зависящий от параметров волн и характеристик наносов - "профиль равновесия", который создается волнами, когда их воздействие достаточно продолжительно. Скорость выработки профиля пропорциональна логарифму времени воздействия волн. Через некоторый период времени ( $\Delta T$ ) направленные изменения профиля пляжа, сложенного гравийно-галечным материалом, прекращаются. Экспериментами в волновых лотках и бассейнах установлено, что

$$\Delta T \approx 9 \cdot 10^4 (d_{50\%} / g)^{0.5}, \quad (21.1)$$

где  $\Delta T$  - период релаксации;  $d_{50\%}$  - медианный диаметр частиц пляжа;  $g$  - ускорение свободного падения (в единицах системы СИ).

Наглядные изменения пляжа в природных условиях могут быть отмечены только при резком изменении волновой обстановки. Поэтому процесс последовательных изменений рельефа пляжа во время волнения гораздо удобнее наблюдать в лабораторных условиях.

При выполнении лабораторных экспериментов главное внимание уделялось процессу формирования поперечного галечного пляжа по достижении равновесного состояния, так как поперечная структура массовых перемещений материала гораздо легче поддается изучению при моделировании, чем вдольбереговая. Трудности перехода от изменений на модели к натуре заключаются в установлении подобия в поведении пляжевого материала в зоне между точкой обрушения волн и верхней границей заплеска. Данные, полученные в волновых лотках, нередко отличаются друг от друга в недопустимых пределах. Поэтому возрастает роль натуральных измерений для более обоснованного прогноза. Такие измерения выполнены в основном с эстакад на различных по крупности наносов галечно-гравийных пляжах полного профиля в широком диапазоне волновых условий (до самых мощных штормов) (рис. 112).

На рис. 112 показаны характерные предельные состояния галечных пляжей полного профиля от штилевого (пунктиром) до равновесных штормовых ( $A_0, B_0, C_0, D_0$  - при более мощном шторме;  $A, B, C, D$  - при менее мощном шторме). В процессе сравнительного анализа многочисленных равновесных профилей были выделены характерные точки.

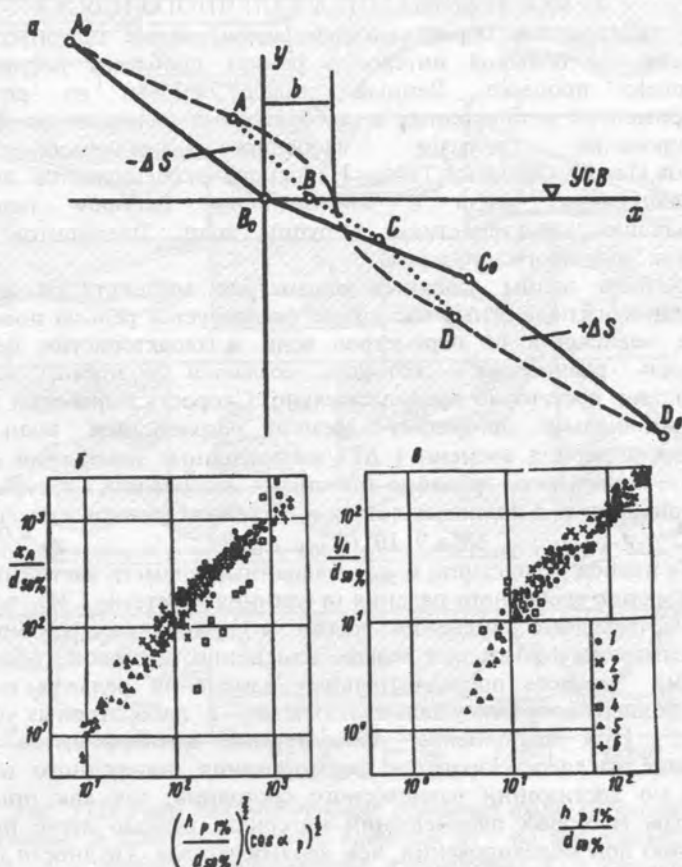


Рис. 112. Деформация поперечного профиля галечного пляжа во время шторма до равновесного состояния и его характерные точки (Катков и др., 1984): 1-натура; 2-бассейн,  $d_{50\%} \geq 3$  мм; 3 - лоток,  $d_{50\%} \geq 3$  мм; 4-бассейн, лоток,  $d_{50\%} \geq 3$  мм; 5 - натура (П.Кэмп, 1963г.); 6- бассейн,  $d_{50\%} \geq 3$  мм (Е.Ван Хьюм, 1976 г.)

Точка А - вершина штормового пляжевого гребня (верхний предел самых мощных заплесков). Формирование пляжевого гребня или вала является необходимым условием развития профиля полного профиля. Лабораторные и натурные исследования галечных пляжей показали, что высота гребня пляжа от уровня спокойной воды пропорциональна высоте волны и не зависит от крупности пляжевого материала (рис. 112в).

Точка начала координат В - пересечение уровня спокойной воды (УСВ) и поверхности профиля пляжа. Введение координатной

системы  $(X, Z)$ , своей для каждого волнения, не препятствует дальнейшему объединению их в одну координационную систему через длину  $b$ , которая определяет разницу в начале координат и соответствует передвижению линии уреза при УСВ.

Точка С - бровка намывной ступени (бермы), или вершина подводного вала. Критерий перестройки ступени в подводный вал зависит от крупности материала и волновых условий. Координаты местоположения точки С ранее определялись только в лабораторных условиях. При натуральных наблюдениях чаще всего их определяют косвенно, по линиям обрушения волн.

Точка D - выклинивание бермы пляжа или начало деформации профиля со стороны моря. Элементы равновесного штормового профиля между этими характерными точками чаще всего определяются таким образом: линия А-В - вогнутая (на рис.112.а для удобства рассмотрения точки соединены прямыми линиями).

При определении координат характерных точек было проверено большое количество безразмерных параметров и их групп, для чего привлекались работы по аналогичным поискам. Оказалось вполне возможным довести число переменных величин до минимума: выбор включает характеристики группы волн, рельефа и крупности пляжевых наносов. За характеристику группы волн была выбрана высота волны по линии окончательного обрушения 1%-ной обеспеченности в системе. Высота волны без сочетания с периодом равноценно характеризует только одиночную волну. Скорости наката и отката близко соответствуют скорости, которая дается теорией одиночной волны, а высота разрушающейся волны хорошо соответствует местной глубине. Волны 1%-ной обеспеченности более соответствуют предельным точкам переформирования рельефа в природе, а средневзвешенные по энергии волны - глубине в точке С.

Поперечный профиль пляжа определялся координатами характерных точек. Выбор медианного диаметра частиц ( $d_{50\%}$ ) пляжевого материала был обусловлен тем, что наносы активной толщи в процессе волновой переработки освобождаются от мелкозернистых включений и укладываются в аккумулятивную форму с распределением по крупности, близким к нормальному распределению Гаусса при постоянном коэффициенте Траска, и с совпадением медианного и модального значения диаметров частиц. Диаметр частиц 50%-ной обеспеченности вполне может также служить критерием гидравлической крупности, пористости и шероховатости наносов пляжевой толщи.

Основные результаты построения корреляционных зависимостей приводятся на примере координат точки А ( $X_a; Z_a$ ) (см.рис.112 б,в). Аналогичный характер имеют и зависимости для точек С и D. На основе результатов природных измерений данные зависимости могут быть аппроксимированы прямыми линиями, а в

среднем координаты характерных точек выражаются следующим соотношением:

$$x_a = -h_{p1\%} \left( \frac{h_{p1\%}}{d_{50\%}} \right)^{0,5} \cos \alpha_p ; z_a = h_{p1\%} , \quad (21.2)$$

$$x_c = -x_a , \quad z_c = -0,5h_{p1\%} , \quad (21.3)$$

$$x_d = 2x_c ; \quad z_d = -1,5h_{p1\%} , \quad (21.4)$$

где  $x_a$ ,  $x_c$ ,  $x_d$  — горизонтальные расстояния от начала координат до характерных точек (см.рис.112.а);  $Z_a$  — высота;  $z_c$  и  $Z_d$  — глубины от УСВ;  $\alpha_p$  — угол между направлением вдоль берега и фронтом разрушающейся волны;  $h_{p1\%}$  — высота волны по линии обрушения 1%-ной обеспеченности в системе. При сопоставлении с результатами лабораторных измерений и данными других авторов было выявлено, что полученные зависимости полностью согласуются с данными по галечным пляжам Англии и с измерениями на пространственных моделях, на которых использовался пляжевый материал с  $d_{50\%} \geq 3$  мм. Если тот же материал использовать в лотках, то возникают значительные расхождения:

$$(i_t) = (i_n)^2 , \quad (21.5)$$

где  $i_t$  и  $i_n$  — средние уклоны в условиях лотков и в условиях природных пляжей.

Это вызвано искажением вертикальной координаты, что связано с двумерностью модели, и подтверждает гипотезу об одновременной трехмерной деформации пляжа: вдольбереговой перенос происходит синхронно преносу материала в поперечном направлении.

Максимальное отклонение вдоль всех участков выбранной прямой составляет  $\pm 60\%$ . Отклонения обусловлены рядом причин, главные из которых — наличие пляжевых фестонов и постоянная неустойчивость процессов. Указанные зависимости следует считать средними, а наличие постоянной относительной ошибки облегчает их практическое использование. Для разных волновых условий точка В, выбранная за начало координат, будет передвигаться в сторону суши при усилении волнения и в сторону моря — при ослаблении. По мере этого продвижения точки А и D смещаются по линии, которая в пределе составляет штилевой профиль. При использовании единой системы координат вводятся параметры:  $b$  (см.рис.112.а), который определяет горизонтальное смещение уреза в процессе усиления волнения до определенного равновесного состояния,  $\pm \Delta S$  — площадь размыва в верхней части или аккумуляция в нижней части профиля.

Составляется система трех уравнений: 1)  $+\Delta S$  - через координаты характерных точек и b; 2)  $-\Delta S$  - через те же параметры; 3)  $+\Delta S = I - \Delta S I$  из условий сохранения массы. Решение системы в пределе, за который принимается штилевой профиль, имеет следующий вид:

$$b = \frac{1}{3} \frac{h^{1,5}_{p1\%}}{d^{0,5}_{50\%}} \cos \alpha_p, \quad (21.6)$$

$$\pm \Delta S = \frac{1}{6} \frac{h^{2,5}_{p1\%}}{d^{0,5}_{50\%}} \cos \alpha_p. \quad (21.7)$$

Полученная таким образом расчетная оценка площади деформации поперечного профиля ( $\pm \Delta S$ ) хорошо согласуется с эмпирическими данными.

Совпадение этих результатов позволяет сделать вывод о том, что штормовая морфодинамика галечного пляжа может быть основой количественной оценки массового перемещения наносов в прибойной зоне.

Используя зависимости (21.2) - (21.4), находим, что уклоны равновесного поперечного профиля определяются соотношением

$$\sqrt{\frac{d_{50\%}}{H_p}}, \text{ где } H_p - \text{глубина обрушения, из чего следует, что оно}$$

определяется соотношением гидравлической крупности (для частиц размером  $\geq 3$  мм гидравлическая крупность пропорциональна  $\sqrt{gd}$ ) и скорости по теории длинных волн ( $c = \sqrt{gH}$ ). При постоянстве первой и изменении второй происходит перестройка рельефа, вызывающая массовое перемещение наносов. При достижении некоторых критических значений уклонов течения прибойной зоны окажутся не в состоянии передвигать галечный материал во влекомом состоянии. Натурные измерения показали, что расход галечного материала по ширине потока имеет максимум в зоне наката, убывая к бровке ступени, т.е. к зоне разрушения.

Постоянное изменение высоты волны в процессе развития, а затем затухание шторма в природных условиях часто приводит к тому, что пляж не успевает перестроиться. По этой причине при косом подходе волн наблюдаются переходные формы типа фестонов и гряд, которые медленно перемещаются в направлении общего хода потока наносов вдоль берега, происходят резкие пульсации расходов наносов.

Описанный выше идеальный случай показывает конечный результат взаимодействия волн, воздействующих на пляж, и галечного материала, его слагающего. Во вдольбереговом направлении в период перестройки рельефа от начальных условий происходит параллельный

перенос площади поперечного сечения активной толщи  $\Delta S$  на некое расстояние вдоль берега  $\Delta l$  (рис.113).

Исследование вдольберегового транспорта галечных наносов позволяет сделать заключение о том, что перенос волновой энергии, в отличие от ситуации на песчаных пляжах, не всегда сопровождается переносом наносов. Если принимать во внимание средние значения волнового потока энергии, то корреляция с вдольбереговыми потоками наносов возможна только в том случае, когда учитывается изменение волнения во времени. А так как различия между ходом поведения высот волн в процессе развития отдельных штормов достигает больших значений, то при непоследственных измерениях вдольбереговых расходов наносов и скоростей отдельных галек возникает целое семейство линий, которые объединены единой степенью выработки

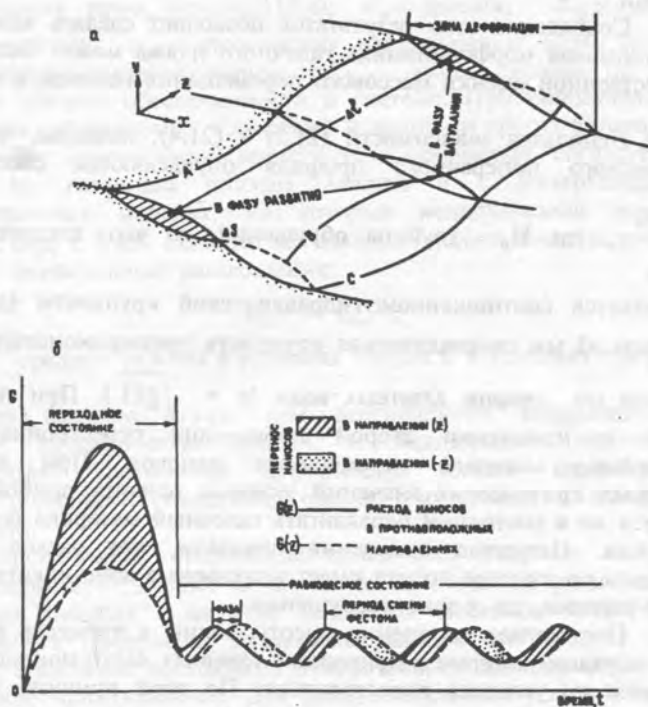


Рис.113. Трехмерная модель механизма вдольберегового переноса наносов по С.А.Каткову (1985): а - схема общего переноса за период штормового цикла; б - изменения вдольбереговых расходов во время переходного (фазы развития и затухания волнения) и равновесного (фаза стабилизации) состояний

профиля, а максимальная относительная ошибка достигает  $\pm 500-600\%$ . Поэтому использование морфодинамических зависимостей представляется практически более ценным, так как они показывают непосредственно механизм процесса перестроек рельефа, а значит, в условиях галечных пляжей, и массового направленного перемещения наносов. Корреляционные связи между характеристиками волн, рельефа пляжа и пляжевого материала имеют достаточно устойчивый режимный характер. При этом пересчет на длительные промежутки времени, например, за год, должен опираться на статистику штормов, а не на режимные функции распределения высот волн.

В различные фазы шторма при усилении волнения происходит размыв приурезовой части галечного пляжа и смещение материала на глубину (рис.114). В фазу затухания шторма идет поступление наносов вверх по профилю и профиль восстанавливается, если фаза затухания достаточно продолжительная.

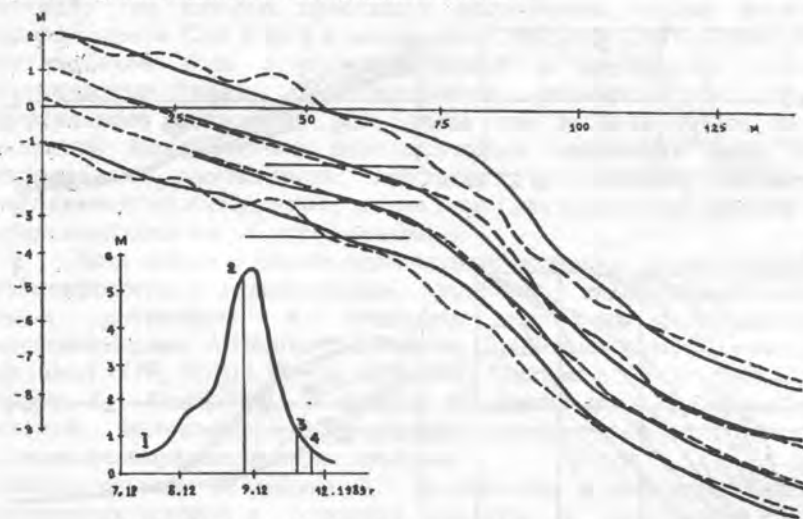


Рис.114. Динамика профиля галечного пляжа в разные фазы шторма при максимальной высоте волны 6 м (Пешков, 1994)

Изменения профиля пляжа за длительный интервал времени сопряжены с изменением гранулометрического состава наносов (рис.115). Однако несмотря на временные и значительные изменения в содержании на пляже отдельных фракций, грансостав пляжевых наносов в многолетнем режиме отличается сравнительным постоянством. Относительная устойчивость его в пределах литодинамической системы свидетельствует о существовании некоторого оптимального соотношения между отдельными фракциями, зависящего от комплекса условий, в которых развивается литодинамическая система. Исходные условия для гранулометрической

дифференциации задаются источниками наносов. Конечный результат этого процесса определяется в основном гидро- и литодинамическими характеристиками прибойной зоны.

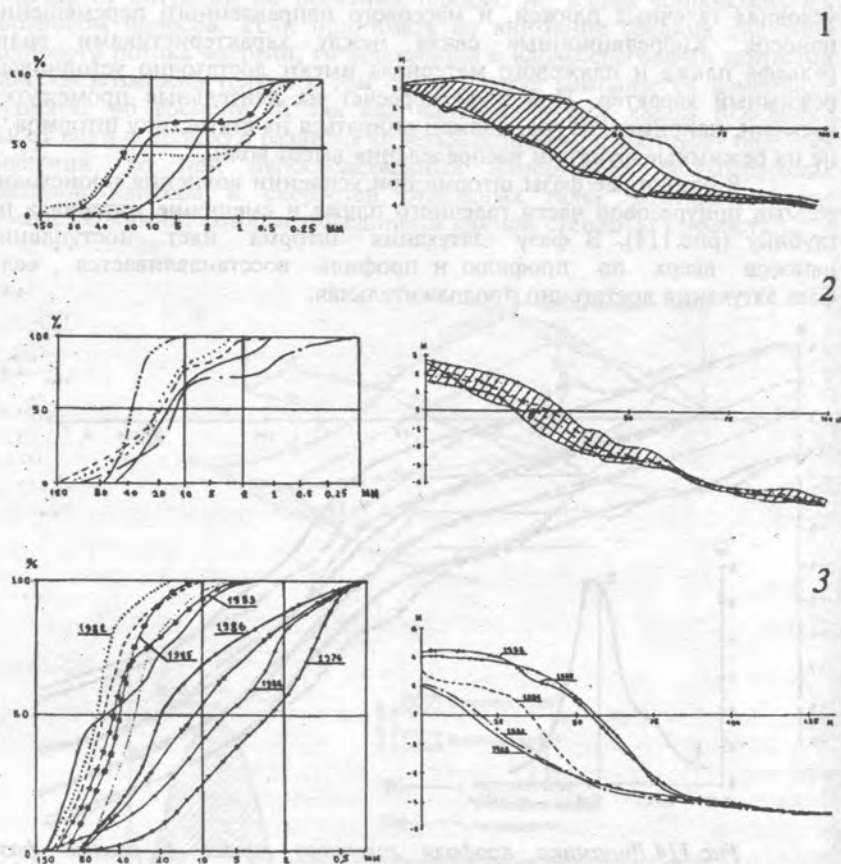


Рис.115. Поле многолетних изменений гранулометрического состава (слева) и рельефа (справа) галечного пляжа восточной части Черного моря (Пешков, 1994): 1-полного профиля; 2-пристенного; 3-при искусственном пляжеобразовании

## 22. МОРФОДИНАМИКА ПЕСЧАНОГО ПЛЯЖА

Пляжи представляют собой наиболее изменчивые формы рельефа береговой зоны. Будучи продуктом взаимодействия волн и течений с подвижными наносами, они обладают существенной изменчивостью во времени и пространстве. В отличие от галечных песчаные пляжи обладают очень сложной морфологией. Обращаясь к рассмотрению морфодинамики песчаных пляжей, приходится иметь в виду сложный комплекс аккумулятивных форм, гидродинамических процессов, процессов переотложения осадков и взаимодействие этого комплекса и его временной изменчивости с внешними окружающими условиями.

Наиболее общие соотношения, определяющие зависимость направления развития пляжей от крупности наносов и параметров волн, выявлены в лабораторных экспериментах (рис.116). Критерием, позволяющим разграничивать размываемые пляжи от пляжей, на которых происходит аккумуляция, служит величина коэффициента  $C$  от 4 до 8 в зависимости, связывающей крутизну волн на глубокой воде с уклоном пляжей и крупностью наносов. Размываемые пляжи характеризуются формированием хорошо выраженного подводного вала, тогда как выдвигающиеся имеют развитый береговой вал при отсутствии подводного вала. Хотя выявленные соотношения действуют в широком диапазоне экспериментальных условий, тем не менее для природных условий они представляются все же упрощенным.

Хотя пляжи - объект пристального изучения целых поколений геоморфологов и гидротехников, наиболее впечатляющие успехи были достигнуты в последние десятилетия австралийскими исследователями А.Шортом, Л.Райтом, Дж.Чеппелом, Б.Томом и др.(Short,1979; Wright et al.,1979,1982; Short a. Wright, 1982,1984; Wright a. Short,1984). В отличие от других школ исследователей пляжей, австралийские исследователи приоритетное место в анализе отводят геоморфологическим аспектам. Итоги этих содержательных исследований, проведенных в широком диапазоне природных условий в основном сводятся к следующему (Wright a.Short,1984):

1. В зависимости от местных условий, наносов и параметров воздействующих волн, пляжи могут быть диссипативными (рассеивающими), рефлексивными (отражающими) или занимать одно из четырех промежуточных состояний.

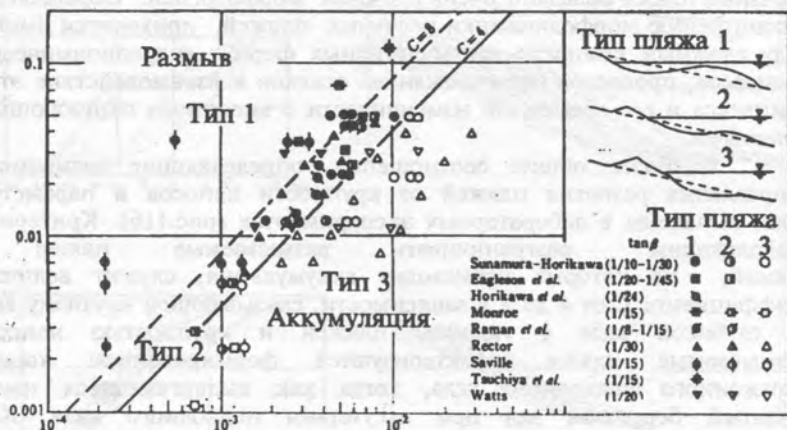
2. Относительное участие подходящих волн, субгармонических инфрагравитационных стоячих волн и краевых волн, а также итоговые циркуляции придонных течений в прибойной зоне и результирующий транспорт песка варьируют в зависимости от состояния пляжа.

3. Процессы, вызывающие размыв пляжа, и волновая энергия, необходимая для размыва пляжа, зависят от состояния пляжа.

4. Если состояние пляжа изменяется во времени, например в ответ на изменение высоты разрушающейся волны, гидродинамические процессы вызывают появление режима

$$h_0 / \lambda_0$$

a



$$(tg\beta)^{-0,27} (d/\lambda_0)^{0,67}$$

b

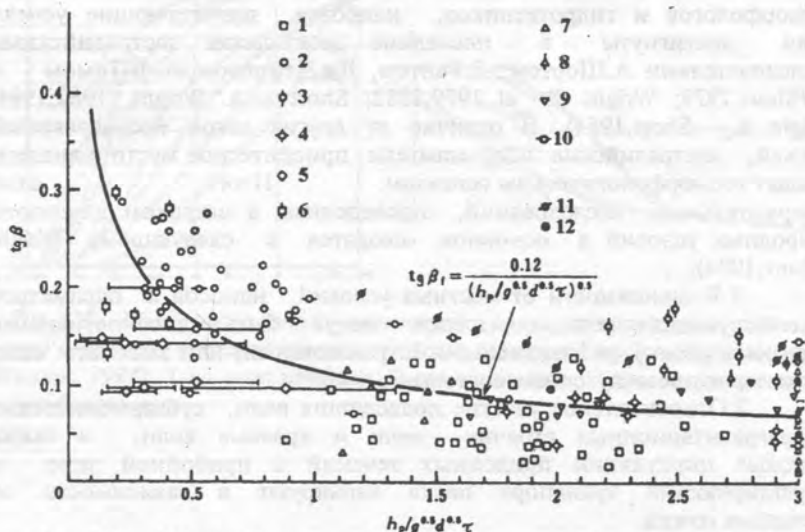


Рис. 116. а) Классификация профилей пляжа в лабораторных условиях (Sunamura and Horikawa, 1974); б) зависимость уклона пляжа от параметров волн и крупности наносов (1-12 - экспериментальные данные разных исследователей)

морфодинамики, который блокирует пляж в различной степени от полного силового воздействия волн на глубокой воде.

5. Модальное (или наиболее часто повторяющееся) состояние пляжа возникает в ответ на модальные характеристики прибойя и преобладающие характеристики осадков.

6. Временной диапазон состояний пляжа и изменения его профиля зависимы не только от волн на глубокой воде, но также от шероховатости и уклона подводного берегового склона.

Установлено два экстремальных состояния пляжа (Wright et al., 1979 а,б, Wright, 1981): 1) полностью диссипативный и 2) рефлексивный. Морфологически эти крайние состояния представлены, соответственно, пологими пляжами с относительно большими подводными запасами песка и крутыми пляжами с малыми подводными запасами песка. Морфодинамически два экстремальных состояния пляжа различаются на основе прибойного параметра:

$$\varepsilon = a_p w^2 / (g \operatorname{tg} \beta)$$

(Guza a. Inman, 1975), где  $a_p$  - амплитуда разрушающейся волны,  $w$  - частота подходящих волн ( $2\pi/\tau$ ;  $\tau$  - период),  $g$  - ускорение силы тяжести и  $\beta$  - уклон пляжа (прибойной зоны).

Полного отражения можно ожидать, когда  $\varepsilon < 1$ , однако некоторыми исследователями (Guza a. Inman, 1975; Guza a. Bowen, 1976) отмечено, что когда  $\varepsilon \leq 2-2,5$ , сильное отражение будет сопровождаться возникновением стоячих волн, неполным разрушением волн и резонансом, в частности, на субгармоничных частотах. Такая ситуация определяется как экстремальная высоко рефлексивная. Когда  $\varepsilon > 2,5$ , волны разрушаются путем опрокидывания, рассеивая энергию, а когда  $\varepsilon > 20$ , волны разрушаются по типу рассыпания. Прибойная зона расширяется и турбулентная диссипация поступающей волновой энергии возрастает с ростом  $\varepsilon$ . В дополнение к диссипативному и рефлексивному было выявлено еще четыре промежуточных состояния пляжа, каждый из которых содержит как диссипативные, так и рефлексивные элементы (рис. 117, табл. 8).

Геоморфологические различия состояний пляжей - наиболее очевидны. Вместе с тем, тщательные комплексные исследования позволяют дифференцировать разнообразие виды движения воды в прибойной зоне, которые являются характерными для того или иного морфодинамического состояния пляжа. Хотя ветровые волны являются основным источником энергии для литодинамических процессов, однако трансформация их энергии может привести к появлению других форм циркуляции, которые могут даже доминировать над ветровыми волнами. Эти виды циркуляции группируются в четыре обширных категории: 1) периодические течения, связанные непосредственно с подходящими волнами, 2) периодические или квазипериодические движения, связанные со стоячими волнами или краевыми волнами с частотами ниже частоты падающих волн, 3) итоговые циркуляции, генерируемые диссипацией волновой энергии, 4) неволновые течения.

Некоторые классификации типов пляжей (Short, Wright, 1984)

| Тип пляжа <sup>1)</sup>              | Состояние пляжа  | Параметр прибоя, $\epsilon$ | $h_p$ , м <sup>2)</sup> | $h_p / \tau_{0, w_s}$ <sup>3)</sup> | Участие длинных волн |
|--------------------------------------|--|-----------------------------|-------------------------|-------------------------------------|----------------------|
| Диссипативный                        | Диссипативное  | >20                         | > 2,5                   | > 6                                 | Инфразгравитационные |
| Промежуточный<br>↓<br><br>↓<br><br>↓ | Ложбина подводного вала                                    | 20                          | 2 - 2,5                 | 6                                   | Нестабильные         |
|                                      | Ритмические подводные валы и пляжи                         | ↓                           | 1,5 - 2                 | ↓                                   |                      |
|                                      | Поперечные подводные валы и разрывы                        | ↓                           | ~ 1,5                   | ↓                                   |                      |
|                                      | Плоский подводный вал с ложбиной, терраса на уровне отлива | 2,5                         | 1- 1,5                  | 1                                   |                      |
| Рефлективный                         | Рефлективное   | < 2,5                       | < 1                     | < 1                                 | Краевые волны        |

1 - лишь для средне- и тонкозернистых песков пляжей;

2 - для тонко- и среднезернистых песков пляжей;

3 - Wright et al., 19826

Первая категория включает колебания в широкой полосе частот волн глубокого моря, вызывающие движения осадков. Колебания второй категории с широким диапазоном частот являются стоячими в нормальном к берегу направлении. Они представлены некоторыми модами стоячих волн или захваченными краевыми волнами, период которых вдвое превышает период подходящих волн, широко распространенными на рефлективных пляжах длинно-периодными инфразгравитационными "прибойными биениями" с периодами от одной до трех минут и высокочастотными инфразгравитационными движениями с периодами 30-50 с. Важным видом течений, вызванных волнами, являются вдольбереговые

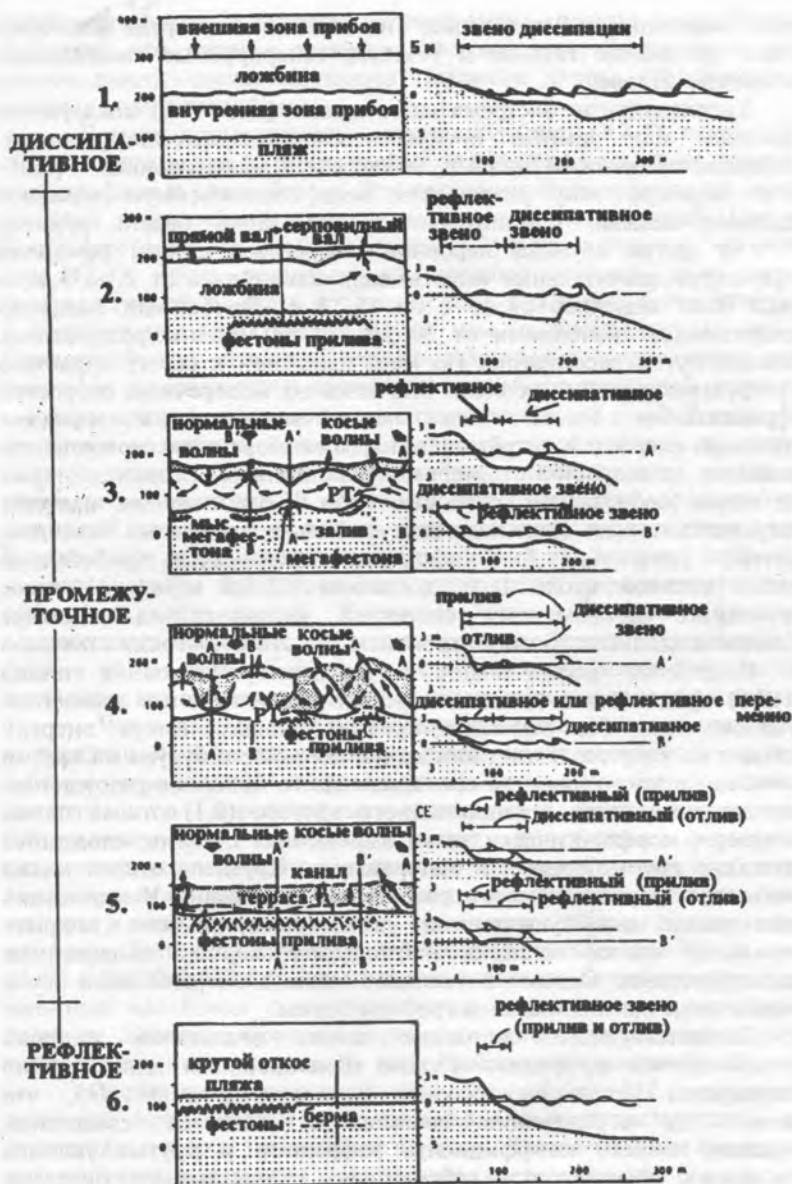


Рис. 117. Шесть состояний пляжа и их морфологические характеристики в плане и на профиле

течения, разрывные и "опережающие" их течения. Четвертая категория включает приливные течения и течения, генерируемые касательным напряжением ветров.

Диссипативные экстремальные пляжи (рис.117.1) аналогичны "штормовым" или "зимним" профилям сезонно изменяющихся пляжей. Пляжи сложены тонкими песками, имеют очень малые уклоны (0,01-0,02) и широкую зону разрушения волн, осложненную многими подводными валами. Сравнительно редко вдоль берега развиты фестоны и другие крупные неровности береговой линии. Во время экспериментов значительные высоты волн изменялись от 2 до 3 м, а периоды волн менялись от 10 с до 12-15 с. Прибойный параметр характеризовался значениями от 30 до 250-400. Волны разрушались постепенно путем рассыпания. По мере движения к берегу нарастала роль инфрагравитационных волн. Значения их поперечных скоростей на фронтальном откосе пляжа вдвое превосходили значения орбитальных скоростей ветровых волн. Вдольбереговые компоненты орбитальных скоростей инфрагравитационных волн также превосходили орбитальные скорости зыби. Колебания на частотах инфрагравитационных волн являются стабильно стоячими. Величины скоростей, связанных с инфрагравитационными прибойными явлениями высотой около 1 м, достигали 1,2-1,5 м с<sup>-1</sup>. Итоговое суммирование составляющих скоростей указывает на заметное преобладание вдольбереговой компоненты для этого состояния пляжа.

Полностью рефлективное (отражающее) состояние пляжа (рис.117.6) предполагает полное отсутствие диссипативных элементов. Разрушение волн без заметных предварительных потерь энергии происходит по типу серджинга или коллапсирующего буруна на крутом фронтальном откосе пляжа, то есть имеет место неполное разрушение. Непосредственно ниже прямолинейного круглого (0,1) откоса пляжа располагается морфологически четко выраженная ступень, сложенная сравнительно крупнозернистым материалом. Крутизна откоса пляжа увеличивается с ростом высот разрушающихся волн. У основания ступени уклон дна существенно уменьшается, и оно покрыто рифелями. В полосе заплеска наблюдаются хорошо выраженные пляжевые фестоны. Однако в условиях низкой энергии волн пляж часто окантован прямолинейным гребнем бермы.

Соответствующее состояние пляжа аналогично широко известным летним профилям сезонно изменяющихся пляжей. Оно характеризуется устойчиво низкими значениями  $\epsilon = 1-3$ , что определяет их отражающие свойства и является следствием комбинации низкого коэффициента рефракции и крутых уклонов фронта пляжа, обычно, но не обязательно, сложенных относительно крупнозернистым материалом.

Большая часть энергии рефлективного пляжа обеспечивается частотами падающих волн и их первой субгармоникой с периодом, равным удвоенному периоду ветровых волн. Инфрагравитационные колебания очень слабы и заметной роли во вкладе в энергию не играют. Субгармонические колебания постоянно были стоячими, и они

интерпретируются в качестве нулевой моды краевых волн. Интересно отметить, что хорошо развитые фестоны на рефлективных пляжах имеют длину, соответствующую половине длины субгармонических краевых волн нулевой моды.

Четыре промежуточных состояния (рис.117.2-5) включают как диссипативные, так и рефлективные элементы с большими вариациями  $\epsilon$  на профиле и вдоль берега. Эти состояния характеризуются наиболее сложной морфологией и сложным сочетанием процессов. Состояние "вдольбереговой вал-ложбина" (рис.117.2) и "ритмический вал и пляж" (рис.117.3) могут развиваться из предшествующего диссипативного профиля. Рельеф пляжа в состоянии "вала-ложбины" более контрастен, а фронтальный откос пляжа круче, чем на диссипативном профиле. Подводный вал является местом разрушения подходящих волн и умеренно рассеивающим элементом. Крутой фронтальный откос пляжа - локальный рефлективный элемент со значением  $\epsilon \sim 2$ . Волны низкой крутизны воздействуют на фронтальный откос пляжа, разрушаясь в виде серджинга, более крутые волны разрушаются в виде коллапса или путем опрокидывания. В обоих случаях повышение среднего уровня довольно высокое, и в полосе заплеска часто развиваются фестоны. Характерные черты состояния "ритмический вал и пляж" заключаются в ритмических вдольбереговых ундуляциях серповидного вала и надводной части пляжа. Типичное расстояние между выступами серповидного вала или выступами контура берега порядка 100-300м. Слабая или умеренная циркуляция в виде разрывного течения (РТ) и питающих его оперяющих течений характерна для такого состояния.

Что касается гидродинамических аспектов такого состояния, то в прибойной зоне повсеместно доминируют падающие волны, но субгармонические и инфрагравитационные колебания становятся заметными в определенных районах. В частности, амплитуда субгармонических колебаний растет в области формирования разрывного течения вблизи пляжа при слиянии "оперяющих" течений. Инфрагравитационные стоячие волны имели относительно большие частоты и меньшие амплитуды в сравнении с высоко диссипативными пляжами. Типичный период инфрагравитационных колебаний составил 35-60 с (0,028-0,017 гц). Вероятно, что низкоамплитудные инфрагравитационные колебания с промежуточной частотой являются краевыми волнами, которые сосуществуют с субгармоническими краевыми волнами при наличии рельефа типа "подводный вал-ложбина".

Состояние "поперечный вал - разрыв" (рис.117.4) развивается в условиях, когда гребни существовавших в предшествующую стадию серповидных баров примыкают к пляжу. Таким образом формируются диссипативные элементы мегафестонов, чередующихся с относительно глубоководными заливами, занятых сильными разрывными течениями. Преобладающей чертой такого состояния является сильнейшее развитие разрывных течений. Хотя эти течения остаются постоянно высокоскоростными, они попеременно усиливаются и ослабляются на инфрагравитационных частотах. При таком типе

рельефа скорости разрывных течений имеют тот же порядок величины, что и орбитальные скорости разрушающихся волн. Возможно смещение области действия сильных разрывных течений при усилении аккумуляции на смежном выступе контура берега.

Относительно диссипативное состояние, вызванное формированием плоской террасы на уровне низкого прилива, ограниченной крутым откосом пляжа (рефлективным элементом) при высоком приливе, характеризует последнюю стадию промежуточного состояния, приближающегося к рефлективному состоянию (рис.117.4). В этом состоянии могут развиваться слабые и нерегулярно расположенные разрывные течения. На макроприливных пляжах состояние приближается к диссипативному при отливе и к рефлективному при приливе. При низком уровне обычно присутствуют слабые инфрагравитационные колебания.

Морфология пляжа в любое заданное время представляет собой функцию характеристик наносов, текущих или предшествующих условий воздействия волн, приливов, ветра, а также предшествующего состояния пляжа. Однако в течение длительного периода времени данный пляж будет иметь тенденцию к достижению модального или наиболее часто повторяющегося состояния, зависящего от осредненных условий окружающей среды. Поскольку ведущим фактором морфодинамики пляжей является волнение, а оно может быть также описано в виде некоторого модального состояния или наиболее часто повторяющихся характеристик, то морфодинамическое состояние пляжа в значительной мере можно считать следствием изменений соответствующих гидродинамических условий.

Известно, что состояние пляжа существенно зависит от высоты волн при условии сохранения постоянства физических характеристик и условий поступления наносов. Например, промежуточное состояние возникает при воздействии разрушающихся волн высотой 1-2,5 м на пляжи, сложенные среднезернистым песком. Воздействие постоянно высоких волн и наличие мелкозернистых песков приводят к возникновению полного диссипативного состояния. Рефлективные пляжи часто встречаются в условиях действия низкой зыби или на защищенных участках и часто ассоциируются с крупнозернистым материалом.

Эмпирические данные, а также интуиция позволили предложить достаточно универсальный критерий, учитывающий главные параметры волн в зоне разрушения и интегральные характеристики наносов (Dean, 1973; Dalrymple a. Thompson, 1977):

$$\Omega = h_p / \overline{w_s} \tau,$$

в котором  $h_p$  - высота волны в зоне разрушения,  $\overline{w_s}$  - гидравлическая крупность,  $\tau$  - период волны. Таким образом, модальное состояние пляжей может быть выражено значением  $\Omega$ , тогда как временные изменения состояния пляжей могут быть выражены временной изменчивостью этого параметра. Величина  $\Omega$  около 1 определяет порог

рефлективного и промежуточного состояний: критерий должен превысить 1, чтобы рефлективный пляж трансформировался в переходный пляж. Важно отметить, что для соответствующих преобразований, кроме изменения величины критерия, требуется некоторое время. Если пляж с самого начала был рефлективным, то он не изменит своего состояния, пока  $\Omega \leq 1$ . Если же пляж не был рефлективным, то он в этих условиях будет развиваться в сторону отражения поступающей энергии. С другой стороны,  $\Omega \approx 6$  определяет пороговое значение между промежуточным и диссипативным состояниями. Хотя значение критерия может быть существенно большим (например, до 30), диссипативное состояние пляжа при этом не меняется. Ширина прибойной зоны растет с возрастанием  $\Omega$  и сокращается при его уменьшении. Однако, как только  $\Omega$  становится  $< 6$ , промежуточное состояние "вдольбереговой вал-ложбина" сменяется полностью диссипативным состоянием. Промежуточное состояние имеет место, когда  $1 < \Omega < 6$ . Внутри этой относительно узкой полосы значений наблюдается наибольшее число временных вариаций (Short a. Wright, 1984).

Модальная величина и временная изменчивость  $h_p$  зависит от высоты волны на глубокой воде и трансформации волны в береговой зоне вследствие рефракции и донного трения. Известно, что шероховатость и уклон дна внутреннего континентального шельфа критически воздействуют не только на высоту волны в области разрушения, но и на частотное распределение высот разрушающихся волн.

Локальная скорость уменьшения потока волновой энергии  $P$  пропорциональна кубу максимальной орбитальной скорости и коэффициенту трения  $f_w$ :

$$\frac{dP}{dx} = -\frac{2}{3\pi} \rho f_w u^3,$$

где  $\rho$  - плотность воды.

Когда дно сложено крупнозернистым материалом и покрыто рифелями,  $f_w$  может достигать 0,30 и более. В связи с этим можно ожидать значительного снижения высоты волны над крупнорифельным дном с малыми уклонами. На подводном склоне, сложенном тонкозернистым и среднезернистым песком с малыми рифелями и имеющем уклон около 0,01, шероховатость невелика и составляет 0,09. Вследствие этого, затраты энергии на пути следования волн незначительны и распределение высот разрушающихся волн практически не отличается от вероятностного спектра волн глубокого моря.

Временная изменчивость рельефа пляжей также оказывается тесно связанной с состоянием пляжей (рис.118). Наименьшей временной изменчивостью рельефа обладают полностью



## 23. ЗОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

Песчаные золовые формы рельефа широко распространены на побережьях Мирового океана. Они встречаются везде, где имеются большие объемы песка, ветер, способный их перемещать, и пространства, на которых может происходить аккумуляция.

Дефляционно-аккумулятивная деятельность ветра на морских берегах нередко приводит к формированию дюн - песчаных накоплений, ориентированных в направлении господствующих ветров. Источником питания прибрежных дюн обычно являются пески пляжа и сравнительно реже - песчаных осушек. Широкое распространение золовых форм рельефа на побережьях обусловлено прежде всего широким распространением песчаных пляжей и благоприятными климатическими условиями, существующими на периферии океанических и морских берегов.

Крупные поля дюн окаймляют берег в районах прибрежных пустынь северо-западной и юго-западной Африки, юго-восточного Средиземноморья, северо-западной части Индийского океана, включая берега Красного моря и Персидского залива, западной части Южной Америки на протяжении от 5° до 32° южной широты, полуострова Калифорния, западной и южной Австралии. В умеренных широтах золовые формы рельефа на побережьях также широко распространены.

Главным элементом, отличающим прибрежные дюны золовых форм пустынь, является растительность. Поэтому относительное количество растительности некоторые исследователи используют в качестве типологического признака, позволяющего различать дюны.

**Ветропесчаный поток.** Механизм переноса песка в воздушной и водной средах имеет много общего. Общие кинематические соотношения для потока частиц (глава 12) в равной мере применимы к анализу транспорта сыпучего материала. Когда скорость ветра достигает критических величин, песчинки начинают движение и вскоре после этого, формируется волнистая (рифельная) поверхность раздела. Рифели столь же типичные микроформы для поверхности раздела воздух-песок, как и для поверхности раздела вода-песок. Отличие возникающих микроформ рельефа в том, что золовые рифели ниже волновых и почти всегда резко асимметричны: индекс симметрии от 2.0 до 4.0, а отношение длины к высоте рифеля - более 17. Обычно более крупный или более плотный песок располагается на гребне рифеля. Песчаные рифели располагаются по склонам дюн с длинной осью параллельной простиранию склона. Длина и высота рифелей возрастают при усилении ветра и находятся в прямой зависимости от крупности песка. При достижении больших скоростей рифели исчезают, и песок перемещается сплошным слоем (гладкая фаза движения).

Транспорт песка в золовом потоке осуществляется путем сальтации, крипа и взвешивания (в порядке важности способа переноса). Поскольку различие плотности зерен песка и воздуха

велико, транспортировка во взвеси для дюн относительно менее важна, по сравнению с гидродинамическими процессами.

При экспериментах со взвесенанокопительями установлено, что максимальный удельный расход песка проходит на горизонте до 10 см от поверхности. Движущимся песком может осуществляться коррозия коренных пород. В экспериментах с пластмассовыми стержнями за 10-летний период максимальная коррозия песчаным материалом была отмечена на высоте 23 см.

Большинство исследователей после основополагающей работы Р.Бэгнольда (Bagnold, 1954) исходили из пропорциональности величины расхода твердых частиц донному касательному напряжению, которое, в свою очередь пропорционально скорости потока  $U_*$ . В этом отношении показательна формула Кавамуры (Kawamura, 1951) для расхода песка  $q$

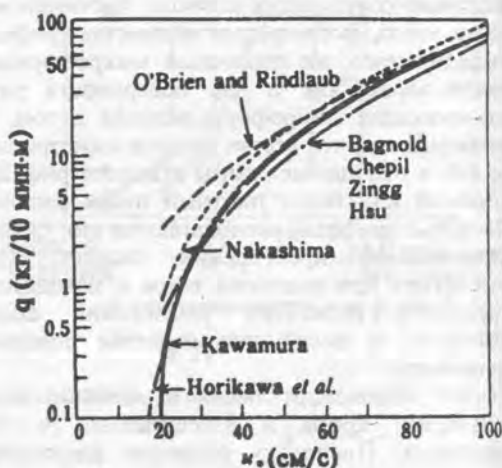
$$q = K \frac{\rho_a}{g} (U_* - U_c)(U_* + U_c)^2$$

где  $K=1,5-3,1$ ,  $\rho_a$  - плотность воздуха,  $\text{кг/м}^3$ ,  $g$  - ускорение свободного падения,  $\text{м/с}^2$ ,  $U_c$  - критическая скорость начала движения. Скорость начала движения пропорциональна корню квадратному из относительной плотности частиц и крупности.

Значение динамической скорости потока может быть вычислено из обычных наблюдений скорости, проводимых на определенной высоте над поверхностью сыпучей среды. Так Хсю (Hsu, 1971) предлагает эмпирическую зависимость, связывающую значение динамической скорости с измерениями скорости на высоте 2 м над поверхностью пляжа  $U_* (\text{см}\cdot\text{с}^{-1}) = -12,01 + 4,72 U (\text{м}\cdot\text{с}^{-1})$ . Коэффициент корреляции приведенной зависимости равен 0,93.

Рис.119. Сравнение формул золотого транспорта ряда исследователей (Horikawa, Hotta, Kraus, 1966)

К настоящему времени предложен ряд зависимостей для расчета величины расхода золотого потока. Сравнение различных методов приводит к заключению о хорошем взаимном согласовании и их соответствии наблюдениям в значительном диапазоне



величин расхода (рис.119) Все же Хорикава (Horigawa, 1988) в качестве наиболее полноценной рекомендует для использования зависимость Кавамуры.

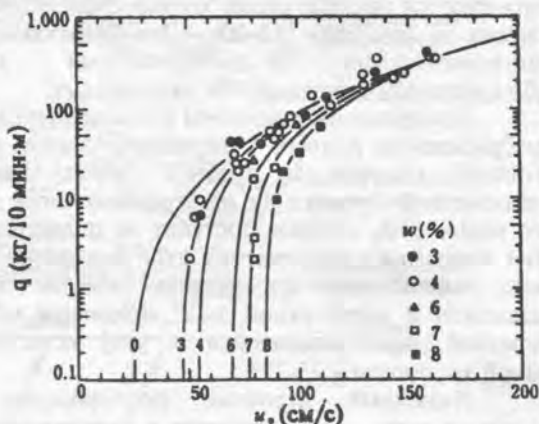
Рост влажности песка существенно увеличивает критическое значение динамической скорости и вызывает заметное уменьшение величины расхода ветропесчаного потока. Различия, обусловленные изменениями влажности песка, становятся пренебрежимо малыми лишь при достижении значения динамической скорости около  $150 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$  (рис.120).

*Рис.120. Расход ветропесчаного потока в условиях различной влажности песчаной поверхности (Hotta et al., 1984)*

Зависимость величины расхода песка от скорости ветра столь существенна, что это необходимо особо подчеркнуть. Суточное действие ветра со скоростью  $20 \text{ м}\cdot\text{с}$  сопоставимо с работой ветра в  $5 \text{ м}\cdot\text{с}$  в течение 22 месяцев. Поэтому при попытках оценить величину расхода ветропесчаного потока необходимо особенно тщательно определять время действия сильных ветров.

Типы дюн и стадийность их формирования. Измерения скорости золотого потока над волнообразной поверхностью дюны указывают, что на переднем склоне дюны они велики и направлены по ветру, тогда как на тыловом склоне дюны под защитой ее гребня в придонной части основания завихрение приводит к формированию небольших скоростей, имеющих направление, обратное генеральному. Затем по направлению ветра происходит восстановление профиля скорости до прежнего состояния на расстоянии, примерно равном длине дюны. Таким образом существует блокировка определенного пространства самой дюной, препятствующая поступлению сюда песчаного материала и вместе с тем способствующая последующему накоплению песка на некотором расстоянии от первой дюны. Формирование такой периодичности подобно формированию рифельного дна на песчаном возвышении. Первичное возвышение на песчаном берегу может быть создано штормовым береговым валом.

Локальные неоднородности скоростей ветрового потока и изменения его транспортирующей способности вызываются и другими препятствиями, например, массивом кустарника. В результате потери



скорости песок аккумулируется в окрестностях такого препятствия - образуется первичное аккумулятивное накопление - холмик-коса, или закустовый бугор. Ввиду того, что препятствие создает резкие градиенты скорости потока на переднем фронте препятствия, здесь возникает крутой склон, а по направлению ветра формируется относительно пологий откос. По мере роста холмиков в высоту исходное препятствие оказывается погребенным, а сам холм становится препятствием на пути движения эолового потока. На этой стадии большая часть поступающего песка задерживается с наветренной стороны, что ведет к выполаживанию наветренного склона. Формируются продолговатые холмы с примерно одинаковой крутизной склонов в пределах 12-20°. Эти образования, переходные между холмиками-косами и настоящими дюнами, называются эмбриональными дюнами, или авандюнами.

Превращение авандюны в подвижную дюну происходит за счет перебрасывания наносов с переднего фронта и аккумуляции песка в затишной области за гребнем дюны. Если количество песка, доставляемого с пляжа на наветренную часть дюны окажется меньше того количества, которое поступит на подветренную сторону дюны, то дюна сместится в направлении действия ветра. Подвижная дюна всегда имеет выраженную асимметрию склонов: ее наветренный склон выположен и имеет уклон 5-12°, тогда как подветренный - крутой с крутизной, приближающейся к углу естественного откоса песков данной крупности - 25-32°.

Линейный источник поступающего материала в виде надводной части пляжа приводит к возникновению рядов дюн, причем основой для формирования исходного ряда может служить и береговой вал. Некоторые исследователи отмечают, что при наличии нескольких рядов дюнных систем, первый дюнный пояс, ближайший к береговой линии, обычно имеет наибольшую высоту и относительно прямолинейную форму. Последующие пояса более древнего возраста имеют меньшую высоту и постепенно утрачивают прямолинейность и параллельность береговой линии. В более древних поясах проявляют себя элементы ориентировки, соответствующие направлению ветра (рис.121).

Периодичность дюнных поясов, представляющих собой валообразные дюны, вызвана влиянием особых аэродинамических условий, возникающих под влиянием первичного дюнного пояса. Резкое снижение скоростей ветра на тыловом склоне дюны вызывает здесь аккумуляцию, а постепенное нарастание скорости ветра до критических значений происходит на расстоянии, почти равном ширине первого дюнного пояса. Это пространство по сути является питающей провинцией для следующего дюнного пояса. Поэтому оно не может быть слишком узким, - в таком случае для формирования следующего дюнного пояса песка может оказаться недостаточно.

Нарушение однородности более древних валообразных дюн вызывается локальными причинами, связанными с плотностью

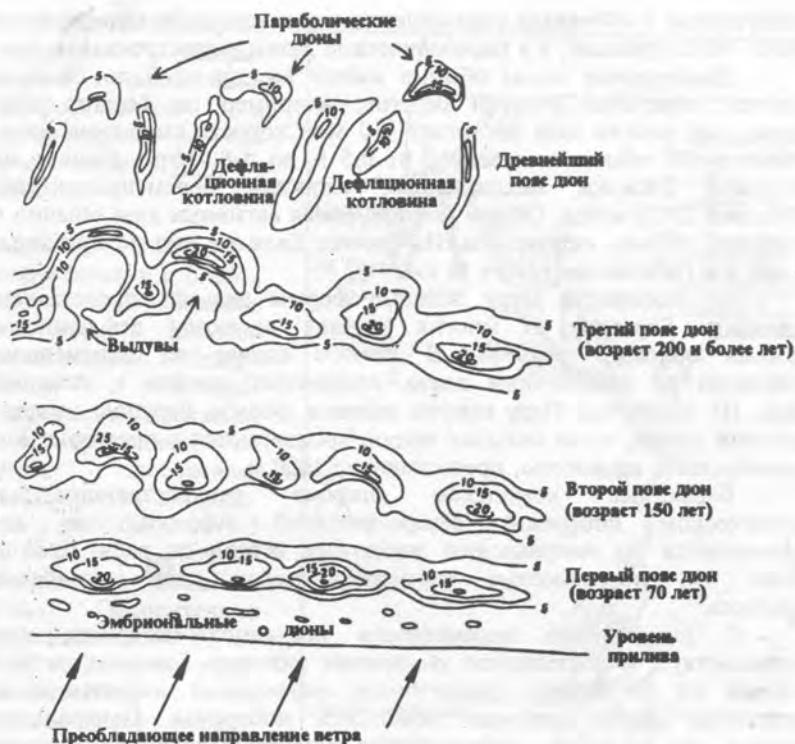


Рис.121.Схема, иллюстрирующая развитие дюнных поясов в дюнной системе. Выдувы на втором и третьем дюнных поясах приводят к формированию параболических дюн на древнейшем поясе (Pethick, 1986)

растительного ковра, или даже с маршрутами движения некоторых животных или плотностью распределения их нор. Эти неоднородности вызывают аккумуляцию на одних участках гребня валообразных дюн, тогда как на других создаются условия, благоприятные для дефляции и формирования локальных выдувов, превращающихся затем в дефляционные котловины.

Вследствие усложнения и увеличения длины фронта валообразных дюн, высота дюн снижается, а в плане они приобретают U-образную форму, превращаясь в так называемые параболические дюны. Они характеризуются контуром, напоминающим параболу: в середине располагается пониженный участок, а по краям образуются выступы, обращенные навстречу ветру и закреплённые отчасти растительностью. Параболическая дюна имеет форму полумесяца, подобно бархану, но отличается от него большей

вытянутостью и обратным соотношением склонов (у бархана вогнутый склон - подветренный, а у параболической дюны - наветренный).

Движущиеся дюны обычно имеют высоту от 5 до 20 м, но известны отдельные участки берегов, например на берегах штата Орегон, где высота дюн достигает 110 м. Скорость смещения дюн в сторону суши обычно составляет от 0,5 м до 4-8 м/год. Однако для побережья Гаскони максимальная скорость перемещения дюн составляет 20-25 м/год. Общая ширина пояса активных дюн обычно не превышает первых километров. На берегах Балтики она не превышает 3-5 км, а в Гаскони достигает 10 км.

На побережье Перу эоловые формы рельефа представлены барханами. Барханы во многих случаях являются дефицитными формами эолового рельефа. В данном случае их перемещение происходит по поверхности плато, сложенного гипсом и каменной солью. На побережье Перу многие эоловые формы, берущие начало у береговой линии, из-за сильных ветров продвигаются в предгорья Анд, вскарабкиваясь на высоты, превышающие 1000 м.

Барханные комплексы широко распространены на атлантическом побережье северо-западной Африки, где они перемещаются по направлению пассатных ветров от вадии Драа до м.Хуби над поверхностью сцементированных дюн магрибского комплекса.

О направлении перемещения песчаного материала ясно свидетельствует и постепенное увеличение размеров барханов по мере удаления их от берега. Аналогичные наблюдения имеются и по возрастанию высот дюнного комплекса побережья Центрального Вьетнама, что позволяет усомниться в универсальности утверждения, что наиболее высокие эоловые формы всегда располагаются в первом (ближайшем к берегу) дюнном поясе.

Достаточно широко развиты на побережьях северо-западной Африки своеобразные продольные эоловые формы - линейные дюны, или сейфы. Они представляют собой шнуровидные в плане аккумулятивные образования, достигающие десятков километров в длину и ориентированные по направлению сильных пассатных ветров. Классическим районом их распространения является побережье Мавритании (рис.122).

Ориентировка линейных дюн меняется в пространстве по мере изменения широты. Линейные дюны соседствуют с дюнно-барханными формами. Этот регион представляет большой интерес ввиду того, что движение песков здесь происходит в целом в сторону моря и на значительном расстоянии в условиях практически полного отсутствия речного стока до устья р.Сенегал эоловый приток материала является важнейшим источником наносов береговой зоны.

На протяжении 850 км здесь повсеместно распространены аккумулятивные берега, а короткие отрезки абразионного берега

Рис.122. Северное побережье Мауритании с элементами морфодинамики и расположения золотых форм рельефа (Vermeer, 1985).

имеются лишь в окрестностях м.Бланк, куда золотое поступление наносов исключается. Северными и северо-западными пассатами, доминирующими на этом побережье, доставляется в пределы шельфа от 5 до 13 млн.м<sup>3</sup> кварцевого песка в год. Относительно крупный песок (0,18-0,22 мм) у уреза перехватывается, что обеспечивает выдвигание береговой линии. Во время плейстоценового ледникового снижения уровня моря, когда линейные дюны были активными и незакрепленными, как это

имеет место в большинстве случаев сейчас, на дно Атлантического океана поступало песка, по меньшей мере, от 5 до 10 раз больше, чем в настоящее время, что сравнимо с твердым стоком таких рек как Нил и Нигер.

Анализ дюнных полей на территориях Великобритании, Дании, США, Тасмании и Австралии и сравнения ориентировки дюн с данными о направлении ветра показывают систематическое отклонение дюнных гряд влево в северном полушарии и вправо в южном, составляющее несколько градусов. Наблюдаемые отклонения удачно объясняются (Warten, 1976) отклонением ветра в приземных горизонтах воздуха влево в северном полушарии и вправо в южном полушарии в результате трения о шероховатую подстилающую поверхность (спираль Экмана).



Пески прибрежно-морских дюн обладают некоторыми свойствами, отличающими их от континентальных золовых форм. Пески прибрежных дюн не содержат очень тонкозернистых фракций из-за сепарации волнами и течениями, и поэтому на их гранулометрической кривой выражена отрицательная асимметрия (Цоар, 1976). В песках континентальных дюн асимметрия распределения выражена лучше всего, так как их золовая переработка привносит большое количество тонких песчаных и глинистых частиц. Содержание тяжелых минералов относительно велико в прибрежных дюнах и резко уменьшается в континентальных и закрепленных дюнах.

На побережье океана во многих регионах установлена цементация золовых отложений плейстоценового возраста. Такие отложения, сохраняющие текстурные и иные признаки золовых отложений, получили название золианитов. Иногда их называют и калькаренитами, поскольку наиболее распространенным цементирующим материалом является карбонат кальция. Они широко развиты на побережьях аридной зоны - прежде всего в Австралии и северо-западной Африке.

Наряду с песчаными дюнами установлены аналогичные золовые формы, вырабатываемые из более тонкозернистого материала. В частности в Северном Прикаспии существуют закрепленные растительностью, а также и почвенным покровом прибрежные золовые формы, получившие название бэровских бугров. Бэровские бугры распространены в пределах развития хвалынских прибрежных отложений, представленных шоколадными глинами, поверх которых залегает чехол элювиально-делювиальных или золовых песчаных отложений - так называемой "бугровой толщи". Морфологически бэровские бугры представляют собой гряды длиной от 0,5 до 10 км, высотой от 5 до 22 м и шириной от 100 до 600 м, расположенные обычно параллельно друг другу. Склоны бугров имеют уклоны до 10°, а вершинные участки уплощены. Длинная ось этих форм совпадает с направлением наиболее интенсивных штормовых ветров в этом регионе. Бэровские бугры - закрепленные дюнные гряды, образованные в результате дефляции шоколадных глин и накопления продуктов разветвления на выступах кровли этих глин. Подобные золовые образования на глинистом субстрате описаны на побережье Мексиканского залива, где разветвлению подверглись глинистые лагунные осадки, а в западной Туркмении сходные формы рельефа возникли вследствие разветвления поверхности глинистых такыров.

Роль золовых процессов в динамике морских берегов. Золовые формы рельефа могут возникать лишь в условиях, когда с подводного склона в надводную часть пляжа или на приливную осушку в достаточном количестве поступает песчаный материал. Эти условия определены при рассмотрении региональных особенностей многих побережий океана (Каплин, 1973; Берега Тихого океана, 1967; Берд, 1990). Так на лагунном побережье Калифорнийского полуострова аккумуляция песков, поступающих со дна, происходит на протяжении

8-10 тыс. лет. В результате здесь на пересыпи сформировались валообразные дюны высотой более 25 м. Дюны, передвигаясь со скоростью 18 м / год, обеспечивают перемещение 23 м<sup>3</sup> песка на погонный метр фронта. Только за последние 2 тыс. лет берег выдвинулся в море на 2 км.

Широкий пояс дюн может возникнуть лишь в условиях выдвигающегося берега. Если эоловый вынос с надводной части пляжа превышает поступление наносов на пляж с подводного берегового склона, то возникающий дефицит наносов неизбежно приведет к размыву и отступанию берега. В итоге произойдет разрыв между береговой линией и дюнным поясом.

Высота авандюн при поступлении наносов с подводного берегового склона оказывается тесно связанной со скоростью выдвигания берега, как это установлено на выдвигающихся берегах западной Австралии: чем больше песка идет на выдвигание берега, тем меньше его остается для наращивания авандюны в высоту. Высота авандюны, следовательно, может быть диагностическим признаком морфодинамического состояния берега. Крупный дюнный комплекс располагается на побережье Вьетнама. Здесь примерно на 750 км побережья развиты дюны, что составляет около 22 % всего побережья Вьетнама. Ширина полосы дюн достигает 2-3 км, а в провинции Тхуанхай 5-6 км. Осредненная скорость перемещения дюн составляет около 2,2 м / год, что дает в итоге перемещение в сторону суши не менее 30 млн м<sup>3</sup> песка в год. Таким образом, потери песка береговой зоной весьма значительны. Система лагун Тамзанг-Каухай отделена от моря баром шириной 2-3 км и высотой до 20-30 м (рис. 123).



*Рис. 123. Космический снимок побережья Центрального Вьетнама на участке лагунного комплекса Тамзанг-Каухай с дюнами, осложняющими поверхность бара*

Поверхность бара осложнена песчаными дюнами с крутыми склонами, обращенными в сторону суши, достигающими относительной высоты 5-6 м и более. Фронты дюн параллельны линии берега, и они перемещаются в сторону суши со скоростью 2 м в год. Ближе к морю располагаются молодые морские террасы высотой 4-5 м и пляж шириной 100-300 м.

Отложения дюн, пляжа и подводного берегового склона представлены терригенными (на 80-85 %) мелко- и среднезернистыми песками. Медианный диаметр песков в дюнах 0,2-0,3 мм, на пляжах - 0,2-0,4 мм, а на подводном склоне - в пределах 0,18-0,4 мм.

В ходе геоморфологического и морфодинамического исследования побережья Центрального Вьетнама (Сафьянов, Нгуен Тхам, 1995) установлены основные черты геоморфологического строения и морфодинамические тенденции лагунного побережья Тамзанг-Каухай. Важная роль в движении современных осадков принадлежит вдольбереговому перемещению наносов, направленному с севера на юг. На центральном участке побережья движение дюнных песков в сторону суши приводит к постоянному дефициту наносов на внешнем взморье. Попадая однако эоловым путем в систему лагун, наносы выносятся в море приливо-отливными течениями, в основном через пролив Тхуан Ан. Таким образом, осуществляется постоянная циркуляция обломочного материала с подводного склона на пляж, далее через пояс дюн в лагуны и снова на подводный склон. Дефицит наносов на центральном участке берега, который проявляется в виде резкого сужения полосы дюн (от 3 км на севере и юге до 600 м в центре участка), по-видимому связан с неэквивалентным обменом наносами - поступающий в лагуну песок крупнее выносимых из лагуны наносов, а также и с частичной аккумуляцией наносов в лагунах.

Одним из замечательных феноменов на побережье Центрального Вьетнама являются так называемые дюнные реки. Линзы пресных вод, залегающие в песках выше уровня моря, довольно обычны для широких дюнных полей. Во Вьетнаме однако дренаж этих вод осуществляется в виде довольно обильных ручьев или даже небольших рек, стекающих не в сторону моря, а в сторону суши и примыкающих лагун. Этими водотоками переносится некоторая часть песков в сторону суши наряду с эоловым транспортом.

При размыве береговых дюнных полей, что нередко имеет место на барьерных аккумулятивных образованиях, пески дюн являются источником материала для восстановления профиля пляжа после шторма и попытки сравнить подмываемые обрывы дюн с волноотбойными конструкциями, усиливающими размыв, лишены оснований.

## 24. БЕРЕГА, ФОРМИРУЕМЫЕ ВОЛНОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Скорость эволюции и само направление эволюции морских берегов в значительной мере зависимо не только от энергии морского волнения на подходе к береговой зоне, но и от условий дальнейшей трансформации волн. Рефракция волн заметно снижает удельную энергию волнового воздействия на единицу длины берега. Однако не менее важно для большинства берегов исходное расчленение контура береговой линии, а вместе с тем и примыкающих мелководий. Интенсивность расчленения берега представляет собой продукт предшествующего развития примыкающей суши и сложности ее рельефа.

Рассмотрение динамики абразионных и аккумулятивных форм рельефа приводит к заключению о тенденции выравнивания береговой линии при продолжительном воздействии волнения. Одним из важных условий реализации этой тенденции является постоянство уровня океана. Однако уровень океана обычно непостоянен, и его колебания постоянно возобновляют неравновесные условия на берегах, давая импульс к работе волнения по преобразованию "нового" рельефа. Равновесное состояние на берегах будет достигнуто при постоянстве уровня океана и практически полном прекращении вдольберегового перемещения наносов, которое достижимо лишь при полном выравнивании контура берегов. Существуют, конечно, и некоторые дополнительные условия такого равновесия - отсутствие локального поступления наносов в береговую зону или их локальных потерь.

И все же главная глобальная причина неравновесного состояния берегов - изменения уровня океана.

### Последнеплистоценовая трансгрессия - условие образования исходного расчленения береговой линии

Особенности изменения уровня океана за последние 18 тысяч лет широко обсуждаются в связи с важными практическими аспектами, а также и глубокими палеогеографическими последствиями таких изменений.

Стартовая позиция уровня к этому времени имела отметку около - 110 м. Сначала уровень океана поднимался очень быстро, и уже 12 тыс. лет тому назад достиг отметки - 30 м. Затем произошло замедление скорости подъема уровня и к времени 5-6 тысяч лет тому назад уровень океана был относительно постоянным и близким к современному. Отличия в оценках сводятся к поведению уровня на этом последнем интервале его изменения.

Последующие исследования привели к уточнению, что на большинстве побережий северного полушария в умеренных и высоких широтах уровень океана не превышал современный, тогда как для приэкваториальной области получены надежные доказательства превышения современного уровня на небольшую величину (рис.124).

За период инструментальных наблюдений на большинстве берегов Мирового океана продолжается подъем уровня и его осредненное значение составляет около 1,5 мм / год.

За 1928 - 1958 г.г. средняя скорость подъема уровня составила 2,3 мм / год, после 1958 г. наметилось некоторое замедление скорости роста.

Таким образом современная береговая зона начала свое развитие 5-6 тыс. лет тому назад и за это короткое время эволюционировала от типов берегов, неизменных морем, до отмерших форм, находящихся в стадии геоморфологической старости.

#### Ингрессионные берега

В зависимости от происхождения рельефа затопляемой в ходе трансгрессии суши различаются следующие типы исходного расчленения контура берега: 1) берега с эрозионно-флювиальным расчленением; 2) с гляциальным расчленением; 3) с эоловым расчленением; 4) с расчленением, обусловленным структурно-геологическими особенностями; 5) с вулканогенным расчленением.

Среди берегов с эрозионным расчленением широко распространены риасовые берега, возникающие при затоплении долин прибрежной горной страны. Риасовые берега развиты на побережьях Кореи, Приморья, северо-западном побережье Пиренейского полуострова. Унаследовав долинный рельеф, риасовые берега характеризуются наличием извилистых заливов с возрастающими глубинами от верховьев к устью. Водораздельные поверхности превращаются в крутые подвергающиеся абразии мысы.

Лиманные берега, представляющие собой разновидность берегов с эрозионным расчленением, образуются в результате ингрессии моря в долины низкой прибрежной равнины. Такие равнины обычно сложены рыхлыми отложениями и поэтому лиманные берега оказываются более существенно изменены действием волнения. Мысы, подвергающиеся абразии, дают обломочный материал для формирования кос, которые нередко, наращиваясь навстречу друг другу, могут образовать единую пересыпь, отраживающую лиман от моря. Лиманные берега ярко представлены на северо-западном побережье Черного моря.

В том случае, когда приливный берег имеет воронкообразную форму, сужающуюся в сторону устья реки, формируется эстуарий. Но следует заметить, что наряду с геоморфологическим определением эстуария существует и гидрологическое определение, в которое включаются все относительно замкнутые заливы, где происходит смешение пресной и морской воды.

Берега с гляциальным характером расчленения прибрежной суши образуют несколько типов. Фиордовые берега формируются вследствие затопления ледниковых трогов, имеющих эрозионно-тектоническо-ледниковое происхождение и распространенных на горных побережьях. Фиордовые берега отличаются от фиордов тем, что ингрессия происходит в ледниковые долины равнинных районов.

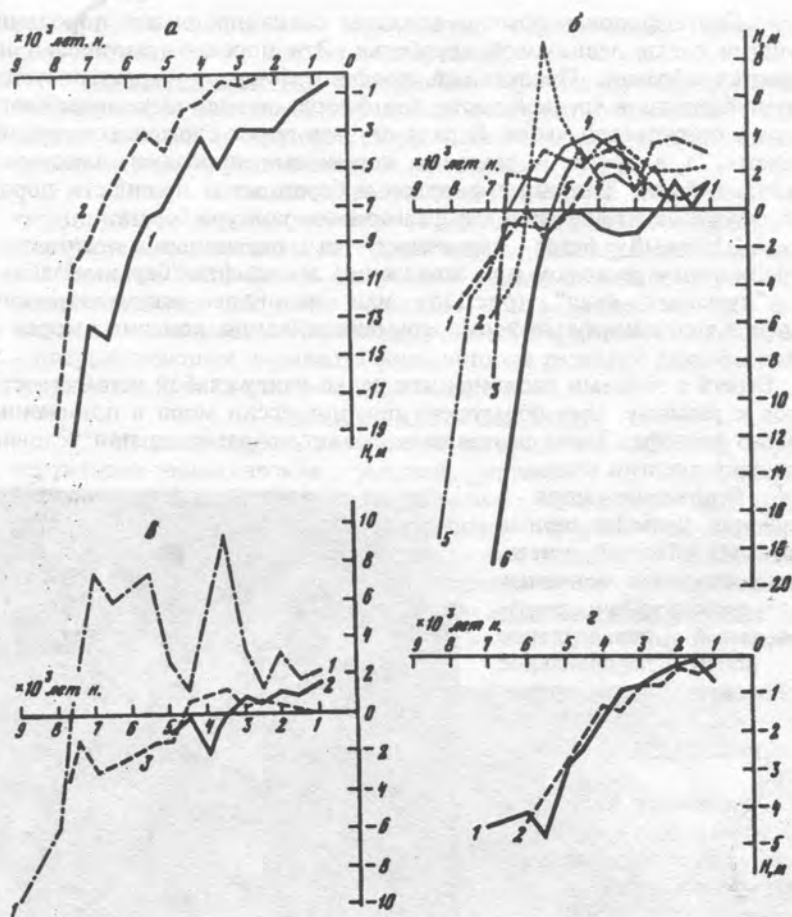


Рис. 124. Колебания уровня Мирового океана за последние 6-8 тыс. лет для (Клиге, 1982): а - северо-восточного побережья Северной Америки(1) и Западной Европы(2); б - для континентальных побережий и островных шельфов: 1 - Атлантического побережья Африки; 2 - Атлантического побережья Южной Америки; 3 - Индоокеанского побережья Азии и Африки; 4 - Юго-Восточной Азии; 5 - Австралии; 6 - Флориды и Центральной Америки; в - для: 1 - островных дуг; 2 - атоллов Тихого океана (между десятиными градусами северной и южной широты); 3 - атоллов Тихого океана южнее 10 град. ю.ш.; 2 - для океанических островов севернее 10 град. ю.ш.: 1 - с современным вулканизмом в Тихом океане; 2 - на асейсмичном основании в Атлантическом океане

Борта фиордов обычно сложены очень прочными породами, несущими следы ледниковой обработки. Эти породы практически не поддаются абразии. Продольный профиль фиордов характеризуется переуглублением в средней части дна фиорда и наличием подводного порога в приустьевой части. В ряде случаев порог сложен конечными моренами, а в других - теми же коренными породами, которыми сложены и борта. Типичные фиордовые берега из-за прочности пород не обнаруживают тенденции к выравниванию контура берега.

Шхерный берег характеризуется первичным ледниково-эскарпационным рельефом при затоплении ландшафта "бараньих лбов" или "курчавых скал" (рис.125) или ледниково-аккумулятивного рельефа в виде замкнутых форм - друмлинов, камов, конечных морен и озв.

Берега с золотым расчленением редки ввиду слабой устойчивости песков к размыву. Они образуются при ингрессии моря в понижения золотого рельефа. Такое расчленение может сохраняться при условии небольшой энергии волн.

Вторжение моря в понижения рельефа горных складчатых областей, имеющих простирающиеся основные структурно-тектонические образований параллельное или почти параллельное направлению берега, приводит к формированию далматинского типа расчленения.

Югославское побережье Адриатического моря - пример подтопления денудационно-тектонического рельефа.

*Рис.125. Космический снимок побережья Британской Колумбии против устья р.Ванкувер, иллюстрирующий шхерный тип берега (затопленный ледниково-эскарпационный рельеф)*

Сбросово-глыбовый тип расчленения возникает при затоплении участков дифференцированных тектонических движений, когда опущенные участки, оконтуренные сбросами,



разделяются поднятыми массивами, образующими острова или полуострова обычно угловатых очертаний.

Вулканический тип расчленения характеризуется круглыми или полукруглыми заливами, образующимися при подтоплении вулканических кальдер и кратеров, или мысами, образуемыми застывшими потоками лавы и разделяющими их заливами.

Типы исходного расчленения контура береговой линии традиционно рассматриваются в разделах, описывающих берега, формируемые волновыми процессами. Между тем воздействие волнения на такие берега с глубоким расчленением контура настолько незначительно, что они должны быть отнесены к берегам, неизменным морем. Решающее условие формирования таких берегов - предшествующая индивидуальная история развития рельефа исходной территории, а также подъем уровня океана.

#### Зубчатые и бухтовые берега

Неоднородность литологического состава коренных пород или структурно-геологических условий приводит к неравномерному отступанию берегов в процессе абразии - проявляется избирательная абразия, - берег наиболее интенсивно отступает на относительно пониженных участках, сложенных менее прочными породами, или отличающихся повышенной трещиноватостью. Неравномерность отступления приводит к формированию зубчатого абразионного берега, для которого характерно чередование мелких бухт и мысов (рис.126).

*Рис.126. Зубчатый абразионный берег Шантарского моря*

Дальнейшая эволюция мелкой зубчатой расчлененности может привести к ее исчезновению вследствие срезания или отчленения мысов. Мысы превращаются в абразионные останцы, которые со временем будут разрушены морем. Вместе с тем иногда при отступании изрезанный контур сохраняет значительные неровности. Этот контур характеризуется



устойчивыми соотношениями длин мысов и бухт. Мысы выдвинуты настолько, что образующегося при абразии обломочного материала хватает на формирование узких пляжей, замедляющих отступление берега в верховьях бухт. При большем срезании мысов поступление наносов уменьшается и это стимулирует размыв в бухтах. Таким образом эволюция рельефа такого бухтового берега имеет системный характер.

На берегах, отмелых в бухтах и приглубых у мысов, существуют условия благоприятные для образования сравнительно небольших аккумулятивных форм. После выработки абразией относительно пологих площадок из продуктов абразии мысов и склонов бухты формируются потоки наносов, имеющие направление к верховьям бухты. Снижение энергии волн в результате рефракции часто приводит к локальной аккумуляции, которая в узких бухтах происходит прежде, чем поток достигнет верховьев бухты. Таким образом формируются направленные навстречу небольшие косы или пересыпь, получающая питание наносами с обоих бортов бухты.

При абразии пород, дающих небольшое количество пляжеобразующих наносов, берег на первом этапе развивается как повсеместно абразионный. Установлено в частности для берегов Азовского моря, что даже при литологической однородности клифов абразионный берег имеет черты зубчатой расчлененности.

Абразионные дуги возникают в тех случаях, когда на берегу имеются локальные выходы прочных пород, а берег между такими выходами сложен материалом, практически не дающим пляжеобразующих наносов в ходе абразии (глинами, мергелями, непрочными известняками). Из-за постоянного дефицита наносов на таких берегах наносы могут накапливаться в верховьях абразионных дуг. Однако чаще всего в стадии зрелости такие берега эволюционируют в абразионные выравненные берега, либо сохраняют форму абразионных дуг.

Наиболее интересна эволюция берегов, представляющих собой закономерно сочетающиеся участки абразии и аккумуляции, причем источником наносов служит абразия смежного участка. Чаще всего такие соотношения возникают на берегах, которые в ходе размыва дают значительное количество пляжеобразующих наносов. При этом абразионный участок, располагаясь выше по потоку наносов, непосредственно влияет на развитие смежного аккумулятивного участка. Возникает абразионно-аккумулятивная система, участки которой взаимозависимы в развитии. Отступление абразионного участка берега влечет за собой перестройку смежной аккумулятивной формы. Нормальное развитие абразионно-аккумулятивной системы характеризуется ее разворотом в плане, минимизирующим вдольбереговое перемещение наносов, а участок аккумуляции смещается относительно первичного расположения по направлению вдольберегового перемещения наносов.

Понятие абразионно-аккумулятивной системы, включающей два звена, полезно расширить до понятия литодинамической системы, под которой будем понимать береговой район, развитие которого независимо от развития смежного района. Например участок бухтового берега от мыса до мыса при их значительном выступании независим от развития смежного аналогичного участка берега. Иногда с одной стороны литодинамическая система ограничена участком дивергенции потоков наносов, а с другой стороны - каким-либо непреодолимым препятствием, например, молом порта, устьем реки или подводным каньоном, поглощающим перемещаемые вдоль берега наносы. Так на 100 км участке тихоокеанского побережья США к северу от Ньюпорта могут быть выделены, по крайней мере, четыре литодинамические системы, каждая из которых изолирована от смежной либо выступами берега, сложенными прочными породами, либо выступом мыса и молом порта (рис.127).

*Рис.127. Космический снимок тихоокеанского побережья США к северу от Ньюпорта*

Если воздействовать на составляющие баланса наносов каждой из литодинамических систем или построить сооружения, воздействующие на транспорт прибрежно-морских наносов, то их влияние не может распространиться на смежные литодинамические системы.

#### Эволюция отмелого ингрессионного берега

При наличии малых уклонов подводного склона (порядка 0,001 и меньше), рыхлого покрова на дне, соответствующего волнового режима начинается выработка профиля подводного склона, в ходе которой массы наносов будут перемещаться в сторону берега, образуя подводные бары. Дальнейшее преобразование этих форм в надводные связано с изменениями уровня моря, хотя размах этих изменений может не выходить за пределы 1-2 м, а сами изменения уровня достаточно кратковременны. При этом в первую очередь образуются островные бары, которые в дальнейшем



разрастаясь в стороны за счет продольных миграций, превращаются в береговые бары.

Колебания уровня могут иметь длительность порядка шторма или нагона. В этих условиях надводные бары возникают даже при значительной скорости трансгрессии, как в этом можно убедиться на примере северо-западного побережья Каспийского моря (рис.128). В ходе трансгрессии за 14 лет

*Рис.128. Космический снимок спутника "Ресурс-01" 13 августа 1991 г. северо-западного побережья Каспийского моря, на котором заметен бар и лагуна, сформированные в ходе трансгрессии уровня с 1978 г.*



уровень повысился на 2 м, но даже такая скорость повышения уровня не препятствовала формированию надводного бара. Бар сдвигается в сторону суши, однако внутренний берег лагуны из-за незначительных уклонов затапливаемой суши отступает гораздо быстрее, вследствие чего размеры лагуны увеличиваются.

При стабильном за большой промежуток времени уровне моря отделенная баром лагуна вначале сохраняет извилистость своего материкового берега, и поскольку акватория лагуны изолируется баром от воздействия волн, идущих с открытого моря, ингрессионный характер его, при условии слабого поступления наносов в лагуну, может сохраняться достаточно долго. Если же уровень моря продолжает повышаться, то такое ингрессионное расчленение береговой лагуны может даже усилиться. Вместе с тем внешний контур всего берега за счет образования бара приобретает выровненность на всем протяжении.

При небольшой изрезанности контура берега и при наличии запасов рыхлого материала на берегах лагуны формируются местные косы азовского типа. По мере роста кос, которые возникают при действии ветров, развивающихся преимущественно вдоль длинной оси лагуны, акватория последней разделяется на все более изолирующиеся

друг от друга бассейны, в каждом из которых возникают местные системы волнений. Косы, растущие навстречу друг другу с противоположных берегов, могут постепенно слиться и превратиться в пересыпи, поперечные по отношению к общей акватории лагуны. Лагуна разделяется на ряд круглых озер.

Если поступление наносов на внешний пляж бара сокращается, морской берег бара начинает разрушаться волнами. В некоторых местах размыв может полностью уничтожить бар и распространиться на участки осохшего дна лагуны. Наступает стадия отмирания (стадия старости) аккумулятивного берега выровненного баром.

При этом обычно наблюдается резкое несогласие поперечного профиля подводного склона морского берега и поперечного профиля дна лагуны. Первый переуглублен относительно второго, за счет экскавации материала и его сосредоточения в теле бара, тогда как дно лагуны имеет профиль, близкий к профилю исходного откоса.

Первично ровные берега - очень редкое явление. Они могут образоваться: 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 совершенно нерасчлененной прибрежной равнины.

Первично-ровными сбросовыми берегами являются, например, сбросовые берега Кольского полуострова, отдельные участки берегов Приморья, Сахалина и восточной Камчатки, Красного моря, Калифорнийского залива. Обычно они отличаются значительной прочностью пород, слагающих берега.

#### Эволюционные типы берегов нормального развития

Рассматривая берега, формируемые исключительно волновыми процессами, и берега, образующиеся при существенном участии неволновых факторов, берегами нормального развития будем называть берега первой группы.

Стадиальность эволюции таких берегов представляется несомненной и может быть положена в основу классификации типов берегов.

Исходной стадией в общей схеме эволюции берегов нормального развития являются берега неизменные морем. Несмотря на то, что в динамике таких берегов основную роль играют процессы субаэральной денудации, эти берега включаются в эволюционную схему типов берегов нормального развития. Исходя из результатов рассмотрения эволюции берегов, можно предложить следующую классификацию типов берегов нормального развития (табл.10).

Приведенная классификационная таблица включает в себя три основных эволюционных ряда, выделение которых, как было показано ранее, обусловлено прежде всего различиями в исходных уклонах дна и геологическом строении. Эта таблица может в дальнейшем рассматриваться как часть общей классификации берегов.

## Классификация берегов нормального развития (Леонтьев и др., 1975).

| Генетические группы              | Типы берегов  |   |  |  |
|----------------------------------|---|---|--|--|
|                                  | начальная стадия (первично-ровные и первично-расчлененные берега)   | стадия юности (вторично-расчлененные берега)  | стадия зрелости (выровненные берега)   | стадия отмирания (деградирующие берега)                            |
| Берега, неизменные морем         | первично-ровные (главным образом сбросовые); первично расчлененные (фиордовые, риасовые, тектонически расчлененные) | -   | -  | -  |
| Абразионные берега               | -   | ингрессионные абразионные; вторично-расчлененные (зубчатые бухтовые)  | выровненные абразионные  | с отмершим клифом окаймленные примкнувшими аккумулятивными формами |
| Абразионно-аккумулятивные берега | -   | ингрессионно-аккумулятивные; вторично-расчлененные (со свободными аккумулятивными формами и абразионными бухтами) | выровненные абразионно-аккумулятивные  | с отмершими клифами и размывающимися аккумулятивными участками     |
| Аккумулятивные берега            | -   | ингрессионно-аккумулятивные   | выровненные, окаймленные баром; выровненные с примкнувшими аккумулятивными формами | размывающиеся  |

## 25. БЕРЕГА ПРИЛИВНЫХ МОРЕЙ И ОБЛАСТЕЙ НАГОНОВ

Наряду с берегами, развивающимися в условиях преобладающего воздействия волнения, широко распространены берега, развивающиеся под воздействием иных берегообразующих факторов - приливов и сгонно-нагонных явлений, притока аллювиального материала, биогенных процессов, а также их комплексного сочетания.

При этом следует иметь в виду, что волнение и производные от него течения участвуют в различной степени в формировании рельефа морских берегов, но их действие преломляется или модифицируется действием других берегоформирующих процессов таким образом, что возникающий геоморфологический результат существенно отличается от типичных берегов с доминированием волнового воздействия.

Приливные берега и берега областей нагонов настолько существенно отличаются по морфологии от доминантных волновых берегов, что становится необходимым их отдельное рассмотрение.

### Факторы развития приливных берегов

Ведущим фактором развития приливных берегов являются колебания уровня, имеющие периодический характер и различную амплитуду. Непрерывное изменение уровня предопределяет смещение области наиболее интенсивного воздействия волн и как следствие такого постоянного смещения происходит распределение волновой энергии на гораздо более широкую поверхность склона, что снижает уровень волнового воздействия на единицу длины берега.

Другая важная особенность гидродинамического режима состоит в наличии асимметрии скоростей и их длительности в различные фазы прилива. В отличие от ветровых волн во время экстремальных фазовых точек прилива наблюдаются минимальные значения скоростей, а максимальные скорости приурочены к некоторым средним значениям уровня.

Чрезвычайно сильна зависимость как высоты приливов, так и скоростей течений от геоморфологических условий. Так залив Фанди, имея широкий вход, последовательно сужается к кутовой части, где расчленяется дополнительно на два еще более узких рукава. Прилив на входе в залив даже в сизигию имеет высоту 3 м. Однако по мере сужения залива его высота возрастает до 7,6 м у Сент Джона, а в конце бассейна Минаса она достигает максимального для Мирового океана значения 16,3 м.\*) Важнейшей отличительной особенностью приливных движений вод является их зависимость от силы Кориолиса.

---

\*) Имеются надежные данные, что экстремальная величина приливов в заливе Фанди существует лишь на протяжении последних 7 тысяч лет.

В соответствии с высотой приливов принято различать микроприливные (высота 2 м), мезоприливные (2-4 м) и макроприливные (более 4 м) берега. Их распределение обнаруживает некоторые закономерности (рис.129). Области максимальных приливов приурочены в основном к умеренным широтам, тогда как высокие широты характеризуются низкими колебаниями уровня.

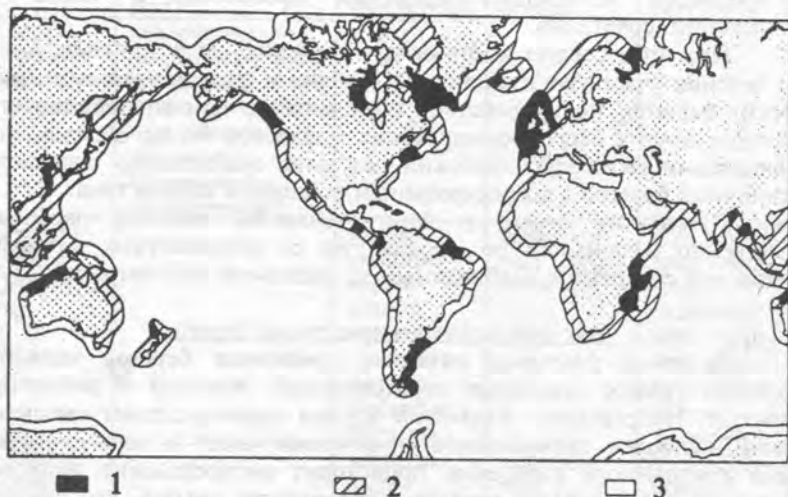


Рис. 129. 1 - микроприливные (менее 2 м), 2 - мезоприливные (2-4 м) и макроприливные (более 4 м) берега (Davies, 1964)

В целом преобладают микроприливные берега. Внутриконтинентальные моря (Черное, Средиземное, Красное и некоторые другие) по существу являются неприливыми.

Зона квадратурных вод наибольшее время находится в области гидродинамической активности и имеются основания считать, что уровень наибольшей абразии должен быть приурочен к этой области. Однако этого почти никогда не наблюдается (Зенкович, 1962), а уровень максимальной абразии, как правило, располагается у горизонта сизигийного прилива или несколько выше, где и находится обыкновенно основание клифа. Вероятно наиболее важная причина такого распределения интенсивности абразии состоит в том, что здесь концентрируется сравнительно крупнообломочный абразивный материал, а кроме того именно в зоне переменного смачивания процессы выветривания наиболее эффективны, что и облегчает абразию.

### Формы рельефа приливных морей

На берегах приливных морей распространены абразионные и аккумулятивные формы рельефа. Однако они глубоко специфичны.

Типичный профиль относительно приглубого приливного берега характеризуется клифом, основание которого соответствует уровню сизигийного прилива. Обычно перед клифом имеет место некоторое локальное накопление наносов. При дефиците наносов ниже основания клифа следует поверхность приливного бенча, отличающегося обычно микронеровностями, связанными с локальными литологическими или структурными неоднородными свойствами пород. Микронеровности создают характерный рельеф западин и выступов, так что при отливе возникает система замкнутых и полузамкнутых бассейнов с относительными превышениями не более 2 м. Имеющийся обломочный материал, как правило, несортирован и слабо окатан. Это с одной стороны свидетельствует о его постоянном поступлении из клифов за счет абразии и выветривания, а с другой стороны, о слабом воздействии волнения на берега (рис.130). Важную роль в транспортировке обломочного материала, в разрушении коренных пород играет морозное выветривание, а также

Рис. 130. Поверхность бенча и пляж у основания клифа вблизи уровня сизигийного прилива (Тугурский залив Охотского моря)



транспортирующее и экзарационное воздействие плавающих льдов. Нередко приходится наблюдать распространение отдельных глыб вдали от источника их поступления.

Абразия на приливных берегах замедлена по отношению к бесприливным берегам. На более поздних стадиях развития профиля приливных берегов абразия еще более замедляется из-за формирования плоских и широких бенчей. Такие абразионные платформы ярко выражены на берегах Сахалина, где их ширина достигает 3-4 км, а уклоны не превышают 0,005 (Медведев, 1961). Ширина плосконаклонных бенчей на абразионно-денудационных бухтовых берегах Тугурского залива изменяется от десятков до 300-500 м.

Но наиболее характерной формой рельефа приливных берегов являются осушки - пологонаклонные широкие аккумулятивные образования песчаного или илистого материала, окаймляющие отмелье

берега приливных морей, имеющие земноводный режим. До некоторой степени условно можно считать осушки своеобразными пляжами приливных морей.

Рельеф осушек отличается малыми уклонами и своеобразным эрозионным расчленением (рис.131). Рельеф осушки губы Асман осложнен приливными ваннами - небольшими плоскодонными водоемами, глубина которых не превышает первых дециметров, а также сетью приливных желобов. Последние формируются главным



*Рис.131. Приливная осушка губы Асман шириной 3-4 км с приливными ваннами и желобами (амплитуда сизигийных приливов 8,4 м)*

образом вследствие эрозии поверхности осушки сточными водами, которые, высачиваясь из отложений осушки, стекают при отливе в море. В верхней части осушки желоба выражены довольно слабо, но в центральной части в области квадратурных приливов промоины, сливаясь, врезаются в илстые отложения. Ширина их достигает 0,6-0,8 м, а глубина 0,2 м. Свободно меандрируя по поверхности осушки, они подмывают один борт и образуют относительно пологий склон на противоположной стороне. На дне желобов скапливается ил текучей консистенции и имеются одиночные гальки. В целом с поверхности осушка сложена преимущественно пелитовыми (55-60%) и алевритовыми (30-40%) осадками с небольшой (до 5%) примесью мелкозернистого песка. На наиболее возвышенных участках осушки происходит некоторое укрупнение осадков. Сверху осушка сложена песчаным илом серо-коричневого цвета мощностью до 5 см, ниже до глубины 50 см следует глина темно-серого цвета с запахом сероводорода, подстилаемая гравием. Местами на поверхности замечены высыпки заиленной гальки и гравия слабой окатанности. К морскому краю осушки количество крупнообломочного материала

возрастает и у внешнего края гравийно-песчаные отложения залегают почти сплошной полосой, продолжаясь на подводном склоне. В верхней части осушка обычно ограничивается щебенчато-галечным пляжем.

Следует обратить внимание на некоторые характерные особенности гидросети осушек, не подвергающихся интенсивному волновому воздействию. Если в верхней части осушки наблюдается приточная система построения гидросети, дренирующей осушку при отливе, то в нижней части преобладает фуркация гидросети, ее дробление на сеть рукавов. Это означает, что в верхней части в системе желобов преобладает эрозия поверхности, тогда как в нижней части имеет место аккумуляция и формирование своеобразных внутренних дельт (рис. 132).

*Рис. 132. Приливная осушка залива Константина (Охотское море) в момент, близкий к сизигийной малой воде (ширина осушки 1,9 км)*

Средняя часть обычно занята многочисленными приливными ваннами.

Наибольшей морфологической выраженностью характеризуются приливные желоба, по которым осуществляется сток наиболее крупных ручьев и рек. Кроме вод, пропитавших

отложения осушки, к стоку добавляются атмосферные осадки, а также сток от таяния вечноммерзлых толщ, которые широко распространены на берегах морей высоких широт. Глубина вреза таких желобов в поверхность осушки достигает 2-3 м, а их борта осложняются боковой эрозией, а также террасовидными ступенями.

Осушки на отмелях аккумулятивных берегах представляют собой не только поверхности, пассивно затопляемые приливами и осушаемые при отливах, но и являются результатом седиментационных процессов на их поверхности. Отложениям осушек свойственна



ритмичная микрослоистость, обычно горизонтальная, отражающая периодичность процессов осадконакопления, обусловленную периодичностью приливов. Важнейшее условие их образования - наличие источников песчаного или песчано-илистого материала, а также преобладание наносодвижущей способности прилива над наносодвижущей способностью отлива, то есть положительная асимметрия приливо-отливных скоростей.

В тех случаях, когда приливная осушка подвергается хотя бы ослабленному воздействию волн, и сверх того имеет некоторые источники крупнообломочного материала, в верхней части осушка непременно обрамляется пляжем. Такое состояние характеризует берега Тугурского залива в районе губы Асман, где источником грубообломочного материала служит твердый сток рек Тугур и Кутын, а также и в районе устья р. Камбала (рис. 133). На последнем участке, кроме характерного расчленения осушки приливными желобами,

*Рис. 133. Приливная осушка Тугурского залива в районе устья р. Камбала*

удается обнаружить на ее поверхности довольно прямолинейные борозды, направленные приблизительно параллельно береговой линии. Морфодинамическая обстановка в этом районе такова, что несмотря на близкое расположение к дневной поверхности коренных пород, залив представляет собой



седиментационную ловушку: вдольбереговое перемещение наносов происходит здесь к центру бухты.

Поскольку высота прилива меняется в течение месяца и года, различные горизонты осушки находятся в сфере действия приливов разное время. Постоянный земноводный режим характеризует область действия квадратных приливов. Однако верхняя часть осушки, затопляемая лишь при сизигийных приливах, значительно отличается от других частей осушки, поскольку формирование ее рельефа определяют не только приливы, но и субаэральные процессы.

Наиболее часто локализация осушек и маршей имеет место вблизи значительных источников мелкозернистого материала, прежде всего вблизи устьев рек. Вместе с тем действие приливных течений способно вести к перераспределению песчаного и илистого материала. Наряду с нормальным к берегу направлением транспорта наносов, на приливных берегах широко распространены и вдольбереговые перемещения наносов. Десятки и даже сотни миллионов тонн илисто-алевритового материала могут переноситься в год вдоль берегов приливными течениями, как это убедительно показано для побережья Китая (Зенкович, 1962). Формы аккумуляции такого материала довольно разнообразны. Любые выступы контура берега могут явиться препятствием для движения наносов и вызвать аккумуляцию наносов. Своеобразны аккумулятивные формы рельефа, подобные формам заполнения вогнутостей контура берега, возникающие под защитой кос, сформированных волнением. Такие формы заполнения возникли под защитой галечной косы Борикаган в заливе Константина Охотского моря, а также на западном берегу Ульбанского залива (рис. 134). В верхней части такого заполнения располагается марш, а в нижней части вплоть до дистали косы распространена осушка. Не возникает сомнений, что такая форма аккумуляции может быть

*Рис. 134. Осушки Туурского залива, залива Константина и Ульбанского залива Охотского моря*

вызвана лишь действием приливных течений, поскольку действие волн в таких условиях практически исключается.

Еще одной широко распространенной формой аккумуляции при действии приливных течений является возникновение приливных дельт.



В мире широко распространены лагунные берега, отделенные от океана песчаными барьерами. Например, около 47% берегов США окружено песчаными барами.

Барьерные острова атлантического побережья США отделены друг от друга проливами. Во многих случаях с мористой стороны проливов наблюдаются приливные дельты, морфологически очень четко развитые. Воронкообразные каналы расчленяют подводную дельту на участках между пляжем бара и изогнутыми в плане отмелями, напоминающими прирусловые гривы (рис.135).

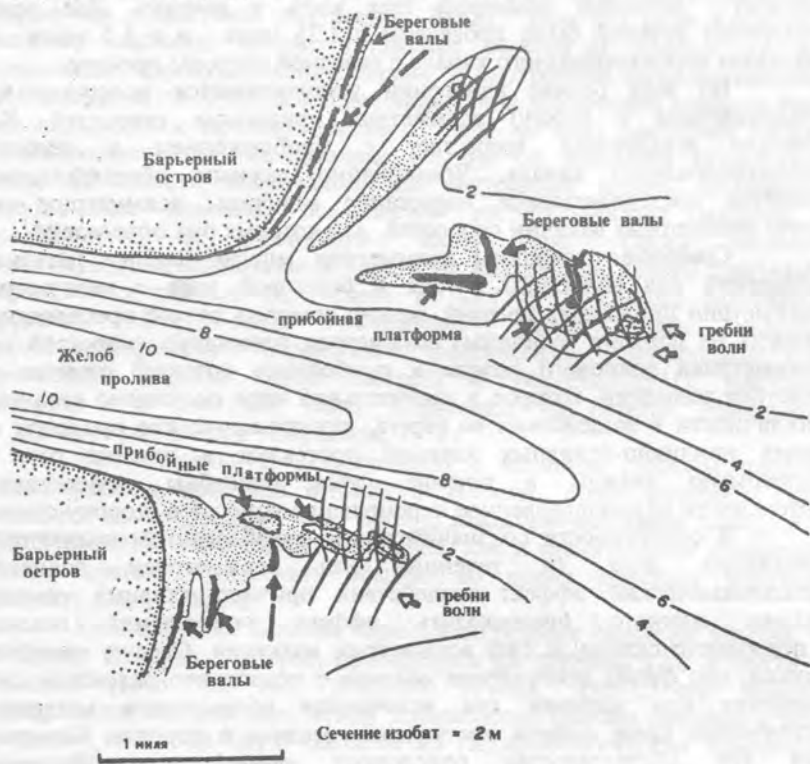


Рис.135. Обобщенная геоморфологическая схема приливной дельты пролива (Oertel, 1974): 1 - барьерный остров, 2 - предбрежье входа, 3 - морской рампарт, 4 - ложбина пролива, 5 - проливной рампарт, 6 - предбрежье барьера, 7 - воронка, 8 - сегментные мели морского рампарта, 9 - прислоненные мели морского рампарта

Устья этих воронкообразных каналов прослеживаются на расстоянии до 10 км мористее пролива при глубине около 6 м, а их верховья в общем расположены на пересечении песчаной отмели,

наклонной в сторону моря, и вдольберегового подводного бара, смежного с барьерным пляжем.

Движение осадков во внешней части воронкообразного канала контролируется комбинирующим действием реверсивных приливо-отливных течений и волновой турбулентности. В центральной части воронкообразных каналов реверсивные течения имеют достаточную величину для устойчивого перемещения осадков.

В двух довольно типичных проливах побережья Джорджии были осуществлены измерения скоростей (Oertel, 1974). Пролив Оссабау достигает примерно трех миль в ширину. Две серии измерения течений были проведены в 1,25 мили и в 1,5 мили от вершины воронкообразного канала с северной стороны пролива.

Во всех сериях измерений устанавливается положительная (направленная к берегу) асимметрия придонных скоростей. Как правило асимметрия возрастает с приближением к вершине воронкообразного канала. Чрезвычайно важным обстоятельством является последовательное нарастание величины асимметрии при росте абсолютных величин скоростей, для которых она определена.

Сравнивая величины асимметрии многих данных натуральных измерений для волнового потока в береговой зоне с величинами асимметрии приливных течений, можно отметить резкое преобладание (иногда на порядок величины) асимметрии приливных скоростей над асимметрией волнового потока и прибойного потока. В отличие от действия волнения, которое в значительной мере подчинено сезонной цикличности в воздействии на берега, литодинамические процессы во время приливо-отливных явлений протекают в течение года и непрерывно дважды в течение суток способны осуществлять интенсивное однонаправленное перемещение наносов в сторону суши.

В совокупности со значительным преобладанием асимметрии приливных волн (и течений) над асимметрией волнения литодинамический эффект воздействия приливо-отливных течений должен намного превосходить эффект поступления осадков с подводного склона за счет асимметрии волнения. Следует заметить, однако, что фронт поступления осадков с подводного склона за счет волнения при наличии там источников обломочного материала значительно шире фронта поступления осадков в проливы барьеров. Все эти обстоятельства определяют важнейшие особенности литодинамики баров и проливов, разделяющих островные бары. Первая особенность состоит в том, что поступление осадков в дельты проливов с внутренней стороны баров происходит более интенсивно по сравнению со смежными участками поверхности бара. Это в свою очередь содействует быстрому увеличению ширины бара на участке пролива и обеспечивает таким образом возможность перекрытия его при мощных вдольбереговых перемещениях наносов. Во-вторых, постоянное действие стока обломочного материала через проливы с внешней стороны бара на его внутреннюю сторону приводит к необходимости компенсации материала за счет вдольбереговых

поступлений с участков бара, которые не имеют проливов. Таким образом, вдольбереговое перемещение наносов с внешней стороны должно быть направлено в сторону проливов. Эти две особенности литодинамических процессов подготавливают закрытие пролива, происходящее чаще всего во время жестоких штормов, и открытие новых проливов на участках, где ширина бара относительно мала.

Чаще всего приходится наблюдать смещение проливов влево (для атлантического побережья США на юг) от прежнего положения. Такой характер смещения определяется действием силы Кориолиса в северном полушарии. Ввиду того что сила Кориолиса является массовой силой, отложение взвесей и донных наносов происходит преимущественно справа от внутренней стороны пролива, чем определяется преобладающее нарастание внутренней стороны бара, примыкающей к проливу справа от него по ходу движения потока. Гидродинамическая ось пролива обычно со временем отклоняется влево от области аккумуляции на внутренней дельте. Внутренняя дельта, как правило, осваивается растительностью маршей и превращается в устойчивую часть бара. Таким образом, асимметричным нарастанием справа от внутренней дельты пролива и определяется размыв бара слева (к югу от исходного положения пролива). Это наше положение может быть надежно проиллюстрировано огромным фактическим материалом об изменениях берегов баров (Shepard а. Wanless, 1971). Частично материал о действии силы Кориолиса на берегах приводится в монографии автора (Сафьянов, 1978).

Дополнительную аккумуляцию с внешней стороны пролива может вызвать действие отливного течения, струя которого будет вызывать явление непропуска, вполне подобное действию одиночного мола. Перемены в положении проливов, как и значительные изменения самих берегов, происходят обычно во время действия жестоких штормов или ураганов.

Исследование баланса наносов островных баров на участке от м. Лукаут до прол. Гаттерас, проведенное до глубины 12,8 м почти за столетие (1866-1955 гг.), показало (Preece, 1969), что имеется определенное соответствие между тенденциями баланса наносов и теми выводами, которые были сделаны из гидродинамических измерений (рис. 136).

Хотя из сравнения карт в основном были получены площадные изменения, но по ним можно вычислить объемы. Специальные исследования Корпуса инженеров Армии США дают для приращения или потери 1 м<sup>2</sup> площади океанического побережья объемный эквивалент, равный 8,4 м<sup>3</sup> на погонный метр берега.

Ввиду того, что баланс наносов по-прежнему рассчитывался для глубин верхней части береговой зоны, важным источником поступающего материала является приход наносов с подводного склона, который оценивается в 337 тыс. м<sup>3</sup>год<sup>-1</sup>. Другой источник -

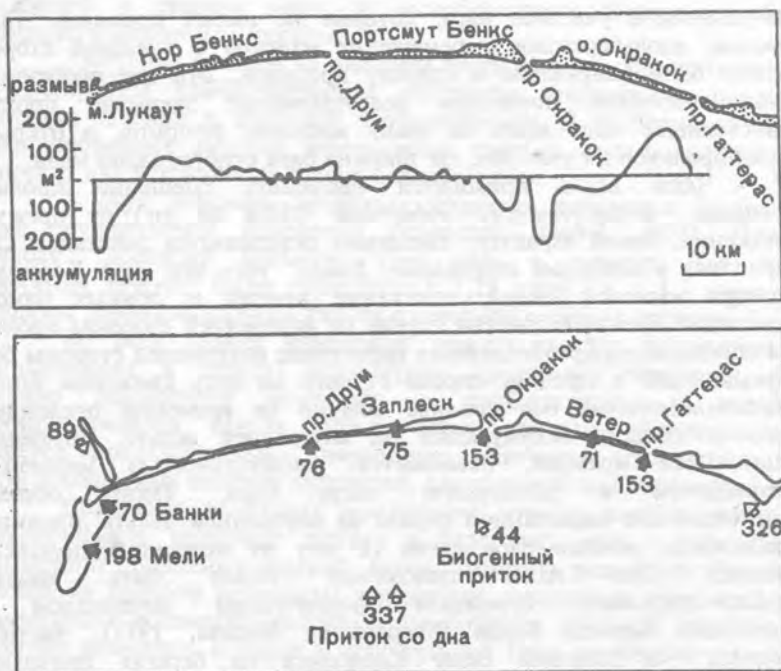


Рис.136. Баланс наносов цепи островных баров от м. Лукаут до прол. Гаттерас (Pierce, 1969). Вверху: схематическая диаграмма длительных изменений площадей аккумуляции и размыва вдоль островных баров, м<sup>2</sup>. Внизу: среднегодовые объемные изменения баланса наносов за длительный период (темные стрелки - потери, светлые - приток наносов, 10<sup>3</sup>м<sup>3</sup> год<sup>-1</sup>)

биогенный, дающий 44 тыс. м<sup>3</sup>год<sup>-1</sup>. Приток биогенного материала обеспечивается в основном поперечным перемещением наносов с подводного склона. Вдольбереговое перемещение наносов с северо-запада от м. Гаттерас дает 326 тыс. м<sup>3</sup> год<sup>-1</sup>. Таковы источники поступления обломочного материала с внешней стороны бара. Необходимо принять во внимание и приток наносов вследствие вдольберегового перемещения с востока в количестве 89 тыс. м<sup>3</sup> год<sup>-1</sup>.

Отметим, что биогенный материал дает около 6,2% общей величины основных поступлений осадков.

Важнейшие источники потерь наносов включают потери на аккумуляцию в основном на мелях у м. Лукаут (268 тыс. м<sup>3</sup> год<sup>-1</sup>), потери наносов в проливах Друм, Окракок и Гаттерас составляют 382 тыс. м<sup>3</sup>год<sup>-1</sup>. Близкие величины даются для потерь наносов за счет переплескивания через поверхность бара и их аккумуляции

с внутренней стороны бара, а также на перемещение песка ветром на внутреннюю сторону бара (соответственно 75 и 71 тыс. м<sup>3</sup> год<sup>-1</sup>). Большая часть - около 48% всех потерь обломочного материала локализуется на незначительных по ширине пространствах проливов, разделяющих островные бары. То обстоятельство, что на нарастание основной части длины бара главным образом с внутренней стороны расходуется лишь 18,3% от общей величины потерь осадков, определяет преимущественное нарастание ширины бара с внутренней стороны его вблизи проливов.

Соотношение процессов - волновых или приливных определяет и частоту распределения типичных для этих процессов форм рельефа.

Если приливы имеют высоты менее 2 м, то ветровые волны будут доминирующим процессом на берегах. В этом случае пляжи, косы и барьерные острова (островные бары) будут преобладать среди прибрежно-морских форм рельефа. Так, распределение главных кос Великобритании оказывается связанным с районами низких приливов, тогда как они отсутствуют на берегах, где высота приливов превышает 2-3 м.

С другой стороны на берегах, которые подвергаются воздействию приливов с высотами более 4 м, доминируют типичные формы рельефа приливных морей - илестые осушки и марши. Ветровые волны конечно же действуют и в районах распространения таких форм рельефа, однако их энергии недостаточно для того, чтобы преодолевать действие приливных процессов (рис. 137).

Рис. 137. Типы и частота встречаемости прибрежно-морских форм рельефа в зависимости от диапазона приливов (Hayes, 1973)



В мезоприливных условиях (при уровне прилива 2-4 м) встречаются как формы рельефа приливного происхождения, так и обусловленные действием волновых процессов.

#### Геоморфологические особенности нагонных берегов

В морфологии отмелей берегов, подверженных воздействию высоких нагонов, много общего с приливными берегами. Такие берега широко распространены. Так на материковых берегах Российской Арктики илестые осушки образуются скорее под влиянием нагонов, чем приливов, ввиду малой амплитуды последних. Материал для образования илестых отмелей поставляется стоком рек и абразией.

Растительность на осушках не развивается из-за суровости климата, а также и истирающего воздействия льда. На многие десятки километров прибрежная равнина сложена только глинистым материалом и на ней отсутствуют формы расчленения поверхности в виде желобов или аккумулятивных образований. Морфологически граница такой поверхности трудно определима.

Зону смещения под действием ветровых нагонов береговой линии, представляющую собой субгоризонтальную поверхность, сложенную мелкопесчаными или алевритовыми осадками, можно назвать ветровой осушкой.

Интересным примером результатов геоморфологической работы сгонов и нагонов являются берега Северного Каспия. Уклон дна и примыкающей полосы побережья низменности здесь ничтожны - от 0,001 до 0,0004, а положение береговой линии непостоянно и даже при умеренных ветрах оно может смещаться на сотни метров и километры. При действии сильных штормов нагоном затопляются пространства, на десятки километров отстоящие от ординарного положения береговой линии.

Обычно нагоны не превышают 2 м, но в 1952 г. высота нагона составила 4,5 м, а ширина зоны затопления достигала 30-50 км. В процессе нагона, а также и при скатывании нагонных вод осуществляется значительная геоморфологическая работа. На песчано-илистых осушках распространены неглубокие извилистые промоины, а на мелкопесчаных осушках отчетливо выражены каналы стока, подобные каналам приливных осушек. Они заканчиваются обычно дельтообразными аккумулятивными формами.

На отлогих участках побережья лишенные растительности осушки в северо-восточной части моря представлены влажными солончаками, по мере удаления от моря сменяемые солянковыми лугами или зарослями гидрофилов.

Во время сгона на осушке наблюдается своеобразный микрорельеф в виде знаков ряби и плоских желобов стока нагонных вод (Леонтьев, 1957). Зафиксированы также периодические песчаные образования - волны с относительным превышением около 0,5 м, число которых доходит до 14 в надводной и 5 в подводной частях одного и того же профиля. Расстояния между ними уменьшаются снизу вверх по профилю от 50 до 18 м.

Таким образом, колебания уровня моря даже при сохранении действия волнения приводят к формированию специфического комплекса форм рельефа. Общее направление развития рельефа состоит в его усложнении и значительной дифференциации.

При этом область взаимодействия вод с литосферой возрастает, что приводит к наиболее полному гашению поступающей к берегу энергии как воды, так и приливных течений. Разнообразие рельефа, условий увлажнения и солености стимулирует развитие здесь специфических форм жизни, которые также участвуют в поглощении энергии и преобразовании рельефа.

## 26. БЕРЕГА ПРИМОРСКИХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РАВНИН

Побережья аллювиально-морских и аллювиальных равнин занимают 28,7% длины побережий Мирового океана (Леонтьев и др., 1977), что является отражением важнейшей геоморфологической роли притока аллювиальных наносов в береговую зону. Большинство крупных аккумулятивных форм сложено материалом первично-аллювиального происхождения, а продукты абразии, склоновых процессов, биогенные и хемогенные компоненты имеют подчиненное значение.

Особенности геоморфологии и самые общие черты развития рельефа берегов с аллювиальным притоком материала определяются соотношением объемов и состава поступающих наносов, и энергией и направлением действия ведущих гидрогенных процессов - волнения и приливов. Первичные геоморфологические условия также играют важную роль в определении направления развития берега. Исходные геоморфологические условия определяют в частности возможности потерь или сохранения в береговой зоне значительной части наносов, а следовательно развитие берега в направлении выдвигания или отступления.

Малые реки с небольшим стоком наносов при наличии достаточно развитого вдольберегового перемещения не оказывают заметного влияния на морфологию берега. Поступающий материал разносится волнением. В периоды отсутствия заметного вдольберегового перемещения их устья подпруживаются береговым валом.

В зонах гумидного климата количество малых рек на единицу длины берега может оказаться достаточным для создания аккумулятивных накоплений на подводном склоне и пляже, что способствует замедлению или прекращению абразии. Иногда за счет аллювиального материала на берегу может быть сформирована узкая аллювиально-морская терраса.

Реки с большим объемом твердого стока заметно изменяют морфологию берега. Аллювий обеспечивает защиту клифов от абразии, создает предпосылки для возникновения аккумулятивных форм рельефа. При близости расположения устьев рек может быть сформирована аллювиально-морская равнина.

Наиболее крупные реки с обильным притоком наносов приводят к отложению значительных масс тонкозернистого аллювия. Вблизи устьев создаются обширные мелководья. Пройдя многие километры над мелководьем, сложенным обычно илисто-песчаным грунтом, волны теряют энергию и их морфодинамическая роль существенно уступает действию чисто речных факторов. Неоднородность аккумуляции вдоль отдельных протоков дельты, являясь на фоне сгонно-нагонных и приливных колебаний уровня, придает берегу сложное расчленение. При большом объеме речного стока волнение не в состоянии освоить огромные массы наносов, сосредоточенные на авандельте - пологом подводном склоне дельты.

Обильная аккумуляция приводит к быстрому выдвиганию морского края дельты. На поздних стадиях развития берега морской край дельты может приблизиться к крутому склону и потери наносов на большие глубины за счет гравитационных процессов оказываются в состоянии уравновесить приток наносов из устья реки. Возникает своеобразное динамическое равновесие, при котором, несмотря на значительный приток наносов, контур берега заметно не меняется. Более того, в отдельные периоды времени потери наносов на глубину могут преобладать и оказывается возможным периодическое отступление берега.

#### Типы дельт

Дельтами называют крупные аккумулятивные формы, построенные из аллювиальных и прибрежно-морских наносов и образующиеся на берегу водоема при устье реки.

В зависимости от исходных геоморфологических условий формирования - в заливе или на открытом берегу - различаются дельты выполнения или выдвинутые дельты. Особое место занимают блокированные дельты, которые могут возникнуть и в вершинах заливов и на открытом берегу.

При стоке малой или средней реки источник поступающих на берег наносов можно считать точечным. Поэтому смещение устья реки заметно сказывается на динамике смежных участков берега. Однако при стоке большой реки, когда формируется многорукавная дельта, возникает множество точечных источников, которые по сути трансформируются в общий линейный источник наносов. Перераспределение объема стока по отдельным рукавам дельты также способно вести к заметным изменениям в морфодинамике, и различие обыкновенно проявляется в разной скорости выдвигания дельты в окрестностях отдельных рукавов.

Рассмотрим некоторые примеры развития рельефа приморских аллювиальных равнин, характеризующиеся различными соотношениями в поступлении наносов и их транспорте волновыми процессами.

При сравнительно малом стоке наносов, но довольно крупном гранулометрическом составе аллювия, что обычно характеризует условия поступления наносов из малых рек гористых районов, в устье реки образуется выступ контура берега, сложенный грубообломочным материалом. В непосредственной близости от устья имеет место абразия, так как поступающего материала хватает лишь на защиту от абразии узкого приустьевых участка.

Гораздо более разнообразна морфодинамическая обстановка в окрестностях устьев рек, выносящих объемы наносов, примерно сопоставимые с транспортирующими возможностями вдольбереговых потоков наносов. Как следует из результатов математического моделирования (см. Главу 16), чем более интенсивно воздействие волнения, тем менее выразителен выступ контура берега. При

доминировании речного стока над транспортирующими возможностями волн дельта приобретает клювовидный характер.

На черноморском побережье Кавказа имеется ряд рек, объемы выноса которых примерно соответствуют транспортирующим возможностям потоков наносов. Достаточно детально изучен участок побережья, примыкающий к устью р.Бзыби. Приустьевой выступ здесь характеризуется уплощенностью в плане, а детальные палеогеографические и геоморфологические исследования указывают на его выдвигание, начиная, по крайней мере, со времени 4,5-4,1 тыс. лет тому назад (рис. 138).

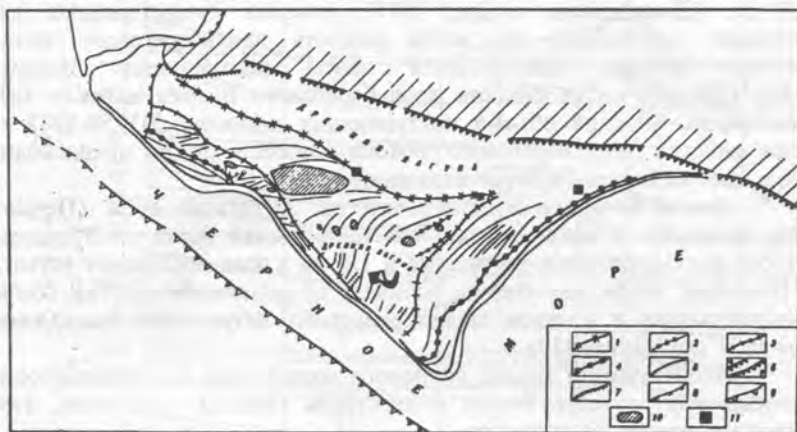


Рис. 138. Геоморфологическая схема древних береговых валов, кос и пересыпей полуострова Пицунда ( по И.П.Балабанову ). Генерация трансгрессивных валов различного возраста: 1 - 4,5-4,1 тыс. лет назад; 2 - 3,9-3,7 тыс. лет назад; 3 - 1,8-1,5 тыс. лет назад; 4 - 0,5-0,3 тыс. лет назад; 5 - современные уступы размыва; 6 - клифы, выработанные в дочетвертичных отложениях ( а - отмершие, б - абрадируемые); 7 - клифы, выработанные в четвертичных отложениях; 8 - тыловой шов высокой поймы р.Бзыбь; 9 - бровка шельфа (изобаты 100-110 м); 10 - реликтовые озера; 11 - археологические памятники ( I-IV вв. н.э.). Между трансгрессивными валами располагаются серии приложенных к ним "регрессивных" валов, кос и пересыпей, показанных на схеме тонкими линиями

Выдвигание берега происходило асимметрично относительно устья реки. Наибольшее выдвигание суши имело место не в устье реки, а к юго-востоку от него в районе м.Пицунда. Причина асимметричного распределения аккумуляции состоит в том, что преобладающее вдольбереговое премещение наносов происходит от устья в сторону м.Пицунда. Объемы этого транспорта испытывают значительные колебания во времени при осредненных значениях около

100-150 тыс. м<sup>3</sup> / год. Между тем колебания от года к году из-за вариаций волновой обстановки могут изменяться на порядок величины и более того в отдельные годы может наблюдаться транспорт наносов, направленный в сторону, противоположную генеральному направлению.

Морфологический эффект действия штормов в значительной мере зависит от объема наносов, поступающих в береговую зону из основного источника - р.Бзыби.

Сопряженный анализ величин стока наносов р.Бзыби и расхода вдольберегового потока наносов, проведенный за период 1926-1982 гг. (Джаошвили и др., 1987), показал существование трех периодов: 1)1926-1942 гг., когда емкость вдольберегового потока наносов намного превосходила объем поступающих наносов, 2)1942-1959 гг., когда емкость вдольберегового потока наносов была существенно меньше объема поступающих наносов, 3)1959-1982 гг., когда емкость вдольберегового потока наносов опять превосходила объем поступающего на берег аллювия.

Итоги балансовых измерений за 20-летний срок (Пешков, 1994) приводят к заключению, что наибольшая часть поступающих наносов аккумулируется на участке в 1,5 км к юго-востоку от устья до м. Пицунда, тогда как баланс наносов приустьевое участка близок к нейтральному и в целом характеризует его затухающее выдвигание в сторону моря (рис. 139).

Последующий анализ волнового воздействия на существующий сложный контур всего берега полуострова Пицунда (Safyanov, 1994) привел к следующим выводам:

1. В устьевой области р.Бзыби отчетливо прослеживается участок дивергенции вдольбереговых потоков наносов, то есть наносы от устья идут и на север и на юг. Хотя абсолютные значения переноса к югу преобладают.

2. Величина емкости вдольберегового потока наносов на участке берега от устья до м.Пицунда существенно (примерно в два раза) изменяется, в целом имея тенденцию к уменьшению.

3. Резкое снижение емкости потока наносов происходит за мысом Пицунда и в бухте имеет место конвергенция потоков наносов.

То обстоятельство, что область дивергенции потоков располагается вблизи устья р.Бзыби чрезвычайно важно, так как даже небольшой сдвиг устья на 0,5-1 км обеспечивает смену направления перемещения наносов. Именно здесь располагается зона максимального градиента величин расхода вдольберегового потока наносов. Еще две области максимальных градиентов находятся к востоку от м.Инкит и вблизи оконечности м.Пицунда.

Характерно, что смещение устья р.Бзыби к северу за период 1959-1967 гг. составило 0,5 км, а в дальнейшем устье продвинулось до 1975 г. в том же направлении еще на 0,5 км. Смещение устья привело к резкому возрастанию объема перемещенных на север наносов и к

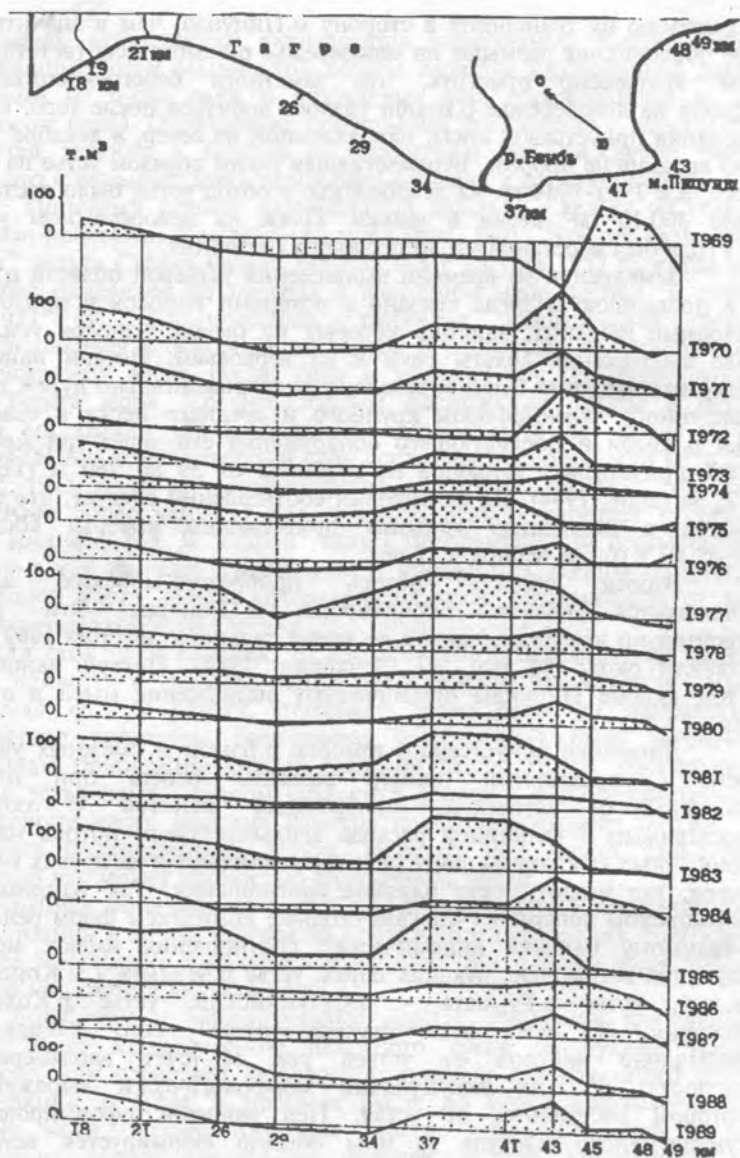


Рис. 139. График баланса пляжевых наносов в Северной и Бзыбской литодинамических систем за 1969-1989 гг. (Пешков, 1994)

сокращению их транспорта в сторону м.Пицунда, чем в значительной мере объясняются размывы на левобережье р.Бзыби в соответствующие годы. Интересно отметить, что заметного берегоукрепительного эффекта на левобережье р.Бзыби удалось добиться после того, как и у основания приустьевой косы, направленной на север, в декабре 1981 г. была выполнена прорезь, переместившая таким образом устье на 0,6 км к югу, а в 1982-1984 гг. на левобережье в обход устья было доставлено около  $300 \cdot 10^3 \text{ м}^3$  песка и гальки. пляж на левобережном участке за 3 года был восстановлен до прежнего состояния.

Замедление во времени выдвигения устьевой области р.Бзыби не в последнюю очередь связано с потерями наносов в приустьевые подводные каньоны, влияние которых на баланс наносов усилилось после выдвигения дельты реки к их верховьям. Потери наносов в подводных каньонах были определены экспериментально путем запуска окрашенного люминофором крупного и среднего песка к северу от устья р.Бзыби и последующего обнаружения его через три месяца в руслах приустьевых каньонов на глубинах от 39 до 260 м (Галанов, 1972; Safyanov, 1994). Из балансовых соотношений следует, что потери наносов в подводные каньоны приустьевого взморья составили  $60 \text{ тыс. м}^3$  в год за период в 17 лет.

Вторая область потерь прибрежно-морских наносов располагается вблизи оконечности м.Пицунда. Эти потери относительно невелики, однако во время сильного шторма 1969 г. они составили около  $80 \text{ тыс. м}^3$  (Зенкович, 1984). Потери наносов на крутом склоне Пицунды ограничивают выдвигение мыса в сторону моря.

Динамика приустьевого взморья р.Бзыби и смежных участков берега - характерный пример развития берега при наличии аллювиального источника прибрежных наносов с объемом, сопоставимым с величиной расхода вдольберегового потока наносов. Аналогичные комплексы форм рельефа возникают и на других участках берегов, где имеют место близкие соотношения. Так например, на черноморском побережье Кавказа сходные комплексы форм рельефа и по-видимому близкие динамические соотношения имеют место в следующих взаимодействующих парах: устье р.Мзымта - м.Константиновский, устье р.Гумиста - м.Сухумийский, устье р.Кодори - м.Искурия. Во всех этих случаях имеет место направленное перемещение наносов от устьев рек за счет вдольберегового транспорта, и их аккумуляция морфологически выражена на некотором расстоянии от устья. Под защитой сформированного аккумулятивного выступа за ним обычно формируется встречное вдольбереговое перемещение наносов. Хотя интенсивность развития этого вторичного потока наносов зависит от размеров сформировавшегося аккумулятивного выступа, а также и наличия в угловом спектре волнения необходимых румбовых составляющих.

В том случае, когда приток аллювиальных наносов заметно превосходит транспортирующие возможности волнения, за счет

приустьевой аккумуляции формируется характерный выступ берега. Простейшим типом выдвинутой дельты является клювовидная дельта, состоящая из русла реки и приустьевых кос, образующихся по обе стороны от русла. Образование приустьевых кос связано с замедлением скоростей течения у берегов по сравнению со стрежневой частью русла, что и вызывает здесь отложение аллювия в первую очередь.

Типичный пример клювовидной дельты - дельта р.Сулак на западном побережье Каспийского моря (рис. 140). Эта так называемая "новая" дельта Сулака начала развиваться с августа 1957 г., когда сток реки был направлен по прорези в восточном направлении. В период 1957-1987 гг. формировалась типичная клювовидная дельта, ориентированная в основном на восток и состоящая из устьевых кос, расположенных вдоль русла, бара и морских кос, ориентированных вдоль берега моря. Среднее годовое выдвигание дельты в первые 10 лет составляло 188 м / год. За период в 25 лет после начала формирования дельты твердый сток составлял около 9,7 млн м<sup>3</sup> в год, хотя с 1975 г. из-за строительства плотины твердый сток реки сократился более чем в 7 раз, а объем дельты нарастал в среднем на 2,4 млн м<sup>3</sup> / год. В "старой" дельте преобладающим перемещением наносов с юга на север сформирована асимметрия дельтового выступа. В северной части дельты сформирована коса, отклоняющая от моря обширную мелководную лагуну (рис.140 б).

Если сток реки невелик, то вдольбереговое перемещение наносов может привести к трансформации подветренной приустьевой косы и, прижимая ее к берегу, оттесняет русло реки по направлению воздействия волнения. Блокировка устья может быть вызвана и движением прибрежно-морских наносов вдоль берега, поскольку на участке устья самим стоком создаются условия, благоприятствующие аккумуляции части морских наносов из вдольберегового потока. Так возникает блокированная дельта. Нередко при малом стоке реки береговой вал может полностью блокировать русло.

Крупная африканская река Сенегал протекает за песчаной косой на расстоянии в 26 км, причем на протяжении нескольких десятилетий устье ее постепенно смещалось в направлении перемещения наносов по мере нарастания дистали косы.

Лопастные и многорукавные дельты. Эволюция клювовидной дельты ведет к разделению исходного русла на рукава, которое возникает как следствие устьевого удлинения единственного рукава, аккумуляции в русле и прорыва русла по более краткому пути в сторону моря. Кроме того, на участке впадения русла в море происходит резкое увеличение уклонов водной поверхности, что сопровождается возрастанием скоростей, и вследствие эрозии дна образуется приустьевая яма. Материал, вымываемый со дна, в дальнейшем при растекании потока и слиянии скоростей отложится по стрежню потока, образуя отмель - подводный осередок.

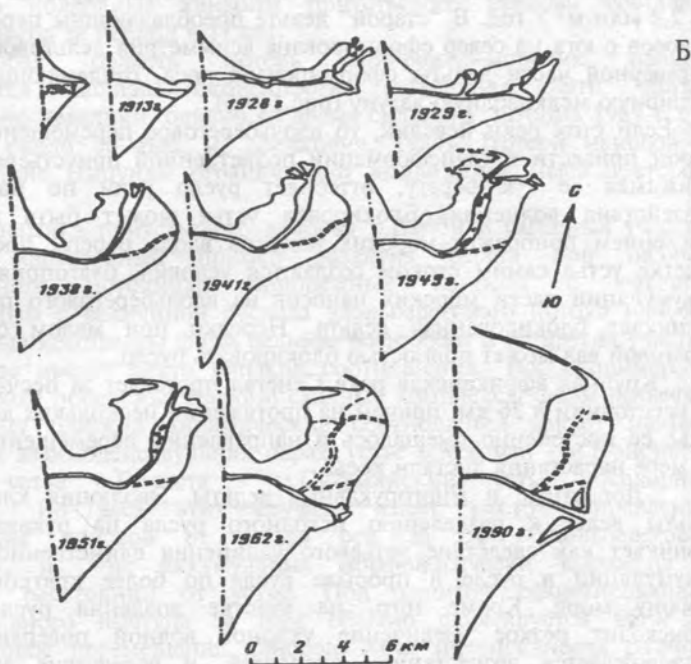
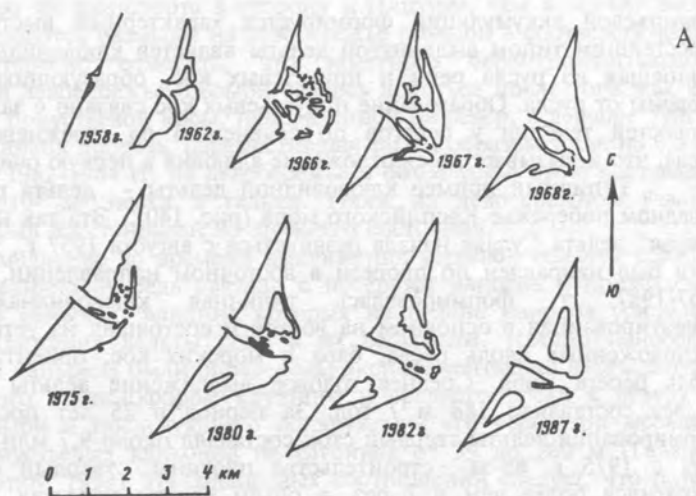


Рис. 140. А. Эволюция клювовидной "новой" дельты р. Сулак с 1957 по 1987 г. Б. Схемы развития "старой" дельты р. Сулак с 1963 по 1990 г. (Михайлова, 1994)

Подводный осередок разделяет русло на две части, а в дальнейшем по мере аккумуляции превратится в остров. В устье острова возникает коса, так что он приобретает форму полумесяца, обращенного выпуклой частью против течения реки. В наименьшем аккумуляция в низовой части осередка нередко приводит к формированию приустьевых кос. Таким же путем возможно и дальнейшее разделение русла на протоки. При впадении реки на мелководный участок подводного склона возможно отложение наносов по линии стрелки и дальнейшее преобразование отмели действием волн, вследствие чего на дне образуется плавное возвышение ( устьевой бар ), имеющее в плане форму полумесяца, но обращенного выпуклой стороной в море. Возвышение, постепенно нарастая, превратится в остров, что и разделит русло на протоки.

Разделение единого русла на рукава приводит к неравномерному выдвиганию внешнего края дельты. Так возникает лопастная или многорукавная дельта.

Интересное сочетание клювовидного характера отдельных аккумулятивных выступов и блокировки части побережья аккумулятивными косами представляет собой дельта Нила.

Морской край дельты Нила длиной 240 км, осложнен тремя аккумулятивными выступами, два из которых - функционирующие протоки Розетта и Дамьетта, а средний относительно плавный выступ представляет собой отмерший рукав Нила Себеннитик, действовавший примерно 900 лет тому назад (рис. 141).

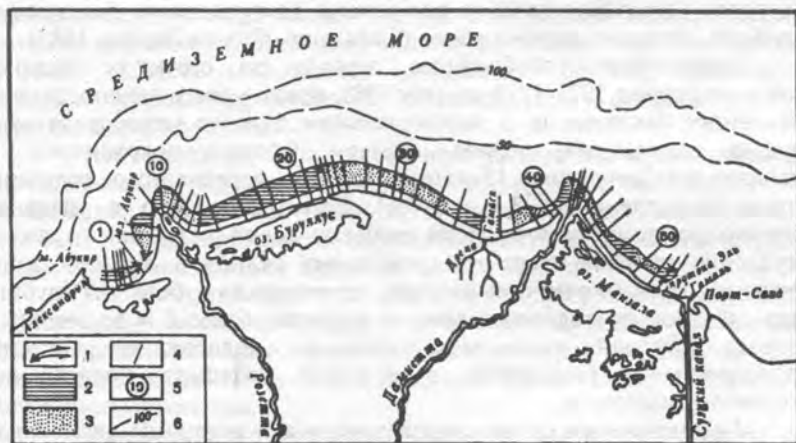


Рис. 141. Морфодинамическая схема дельты Нила: 1 - направление и величина расхода вдольберегового потока наносов, 2 - увеличение (размыв) и 3 - уменьшение расхода (аккумуляция) в направлении движения наносов; 4 - поперечники промеров, 5 - их номера, 6 - изобаты

На развитии контура и морфологии дельты сильно сказывалось положение отдельных рукавов Нила. По историческим документам и древним картам известно, по меньшей мере, девять рукавов Нила - семь из них погребены, а два - Розетта и Дамьетта - функционируют сейчас. Дельта Розетты развивалась с 500 г. нашей эры. В период до сооружения плотин на Ниле поступающие осадки транспортировались с запада на восток волнами и течениями. До начала нашего века дельта Нила выдвигалась в море, развитие ее берегов происходило под влиянием обильного поступления аллювиального материала в объеме 88-120 млн т в год, а также воздействия волн и течений. После сокращения стока аллювия вследствие гидротехнического строительства воздействие волн и течений стало главным фактором формирования контура дельты и рельефа береговой зоны.

После сооружения низкой Асуанской плотины (1902 г.) берег отступал со средней скоростью 18 м в год у Буруллуса (1936-1964 гг.) и 33 м в год вблизи устья Дамьетты (1908-1965 гг.). Напротив - в заливах происходило выдвигание берегов - в частности со скоростью 8 м в год у дренажного канала Гамаса (1947-1965 гг.). Скорости размыва резко усилились после сооружения Высокой Асуанской плотины в 1964 г. - до 160 м между 1971 и 1972 годами у устья Розетты и 143 м / год между 1943 и 1973 годами у устья Дамьетты. По комплексу признаков установлено, что вдольбереговое перемещение наносов в целом происходит вдоль контура Нильской дельты с запада на восток.

Структура баланса наносов, под которым понимается продольное (вдольбереговое) и поперечное распределение балансовых изменений, детально изучена ранее (Сафьянов, Фахми Лотфи, 1983).

Рассматривая обобщенные данные по структуре баланса наносов за период 1975-1979 гг. (рис. 90), прежде всего можно сделать неожиданное заключение о положительном балансе наносов за этот довольно длительный период, причем бюджет положителен и составляет величину около 15 млн м<sup>3</sup>, что дает усредненную величину годовых поступлений в 3,7 млн м<sup>3</sup>. Естественно, что в условиях фактического отсутствия притока аллювия такой результат отражает поступление наносов вверх по подводному склону в пределы зоны разрушения волн за счет поперечного перемещения с больших глубин. Запасы наносов подводного склона на глубинах более 6 м до внешней границы береговой зоны расходуется на поддержание системы в относительном равновесии в условиях дефицита поступления обломочного материала.

Приближенная оценка, проведенная для величины возможных поступлений за счет такого процесса оказывается равной 2,36 млн м<sup>3</sup> наносов на 14 км берега за 4 года, или 42,5 м<sup>3</sup> на погонный метр берега в год. Такая значительная величина поступлений несомненно способствует устойчивости дельты Розетты даже в условиях отсутствия притока аллювия.

Основная часть наносов, поступающих с подводного склона в зону глубин 0-6 м, премещается во вдольбереговом потоке вдоль

пересыпи лагуны Буруллус. Резкое снижение транспортирующей способности потока, вызванное изменением угла подхода волн из-за изменения контура берега, вызывает значительную аккумуляцию у основания восточной стороны дельты Розетты. В дальнейшем по мере движения на восток транспортирующая способность потока наносов нарастает и этому процессу соответствует нарастающий размыв берега. Максимум дефицита наносов приходится на среднюю часть пересыпи Буруллус.

Усиление транспортирующей способности потока в восточном направлении, обуславливающее резкое нарастание размыва уже к средней части Буруллусской пересыпи, происходит из-за прекращения блокировки этой части пересыпи выступом Розеттской дельты от наиболее эффективных северо-западных волнений, тогда как западная часть ее, защищена от действия таких волнений. В восточной же части пересыпи эти румбовые составляющие уже играют важнейшую роль в усилении транспортирующей способности вдольберегового потока наносов и обуславливают нарастание размыва. Положительный баланс почти неизменен вплоть до дрены Гамаса. Конвергенция противоположно направленных вдольбереговых потоков наносов формирует вторичный максимум положительного баланса наносов с центром в 5 км восточнее канала Гамаса.

Устьевая область Дамьетты в целом имеет нейтральный баланс наносов, хотя непосредственно вблизи устья (примерно на 7 км длины берега) он положителен, а в 3 км к юго-западу и юго-востоку от устья отрицателен, что обусловлено резким изменением контура берега и соответствующим изменением структуры расхода потока наносов. Дефицит наносов наблюдается на участках берегов, ориентировка которых составляет примерно 45° по отношению к северной румбовой составляющей волнения.

Изменения рельефа за годичные интервалы характеризовались значительными пространственными и временными различиями. Наибольшие величины годичного осадконакопления достигали 3,5-5,4 м и были приурочены к устьям Розетты и Дамьетты, к участку в 6 км восточнее протоки Буруллус, каналу Гамаса.

Размыв преобладал в западной части побережья, а аккумуляция - в восточной части его. Траверсы устья Розетты, канала Гамаса имели ярко выраженные знакопеременные деформации рельефа от года к году, тогда как залив Абу-Кир и пересыпь Буруллуса характеризовались устойчивым размывом.

Максимальные изменения рельефа были свойственны зоне 100-500 м от уреза берега, а в восточной части побережья максимальная аккумуляция происходила на удалении 500-1000 м от линии берега.

Картограмма деформаций рельефа за период 1975-79 гг. позволяет сделать заключение о более длительных тенденциях развития рельефа (рис. 142).

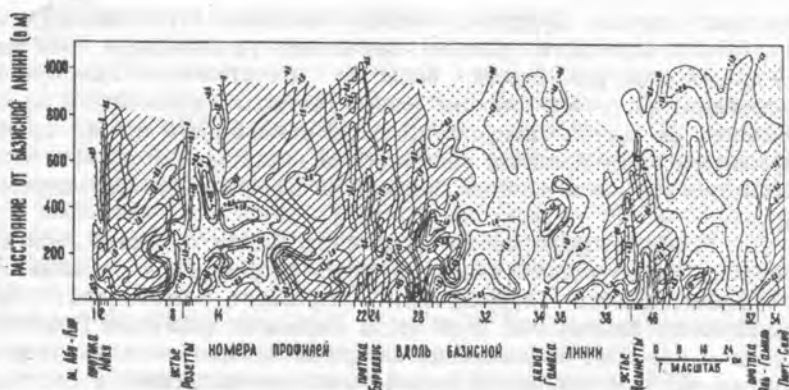


Рис. 142. Схема суммарных среднегодовых деформаций рельефа верхней части береговой зоны взморья Нила за период 1975-1979 гг. (Сафьянов, Фахми Лотфи, 1995)

Выявляются три устойчивые области размыва: залив Абу-Кир, участок Буруллуского выступа и восточная сторона аккумулятивного выступа Дамьетты. Установлены три области аккумуляции: приустьевое взморье Розетты, участок, примыкающий к каналу Гамаса, побережье, примыкающее к молу Порт Саида, исключая вершину угла, образуемого молотом и берегом.

На картограммах отмечается незамкнутость контуров значительных изменений рельефа глубже 6 м, что подтверждает их существование на больших глубинах.

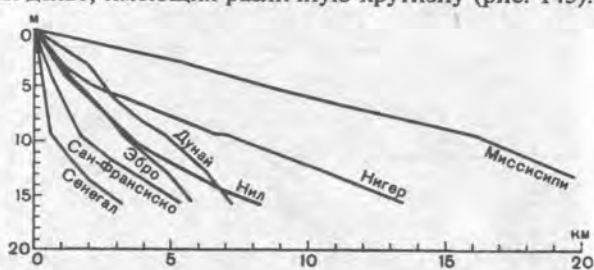
Анализ деформаций рельефа морского края крупнейшей дельты указывает на их далеко не однозначный характер и не подтверждает традиционного заключения, что уменьшение речного стока сопровождается общим размывом дельты. Новые тенденции морфодинамики морского края дельты в основном определяются перераспределением накопленных ранее на взморье наносов продольным и поперечным перемещением под действием волн и течений при значительной роли исходных геоморфологических условий.

Ранее неоднократно отмечалась большая роль энергии волнения в морфодинамике рельефа. Однако необходимо подчеркнуть, что пространственно-временное распределение энергии волнения в значительной мере представляет собой и функцию морфологии подводного берегового склона. Подводный склон оказывает важное влияние на волнение путем рефракции, уменьшения глубин и донного трения.

Несмотря на затруднительность количественной оценки донного трения, в ряде случаев его влияние может определять величину волнового воздействия в береговой зоне (Wright, Coleman, 1972). Анализ морфологии семи дельт (Миссисипи, Дуная, Эбро, Нигера,

Нила, Сан-Франциско и Сенегала), отражающей разнообразные соотношения между стоком рек и волновым воздействием на поступающие в пределы взморья осадки, указывает на то, что морфология и энергетические характеристики волн и мелководья не соответствуют энергии волн вблизи внешней части береговой зоны. Это отражает важную роль трения, вызывающего потери энергии волн на подводных склонах дельт, имеющих различную крутизну (рис. 143).

Рис. 143. Продольные профили подводных склонов некоторых дельт (Wright, Coleman, 1972)



Ослабление энергии волнения возрастает с уменьшением крутизны склона.

Величина энергии трением оценивается приближенно соотношением

$$A_p = \frac{P_0}{P_s} \cdot r_s^2, \text{ где } P_0 \text{ и } P_s -$$

величины потока энергии для глубокой воды и для мелководья, а  $r_s$  - коэффициент рефракции. Коэффициент ослабления  $A_p$ , равный 1, указывает на полное сохранение энергии волн в условиях приглубого берега. Значения его, большие единицы, пропорциональны степени потери энергии на трение. Таким образом, интенсивность воздействия волн вблизи береговой линии дельты не может предполагаться пропорциональной энергии волн на глубокой воде, а зависит в первую очередь от крутизны подводного склона.

Ослабление энергии подходящего к берегу волнения по сравнению с энергией волн открытого моря для Миссисипи составляет 7913, для Нигера - 103, для Нила - 42,5, для Сенегала - 4,2. Таким образом, устанавливается сильная связь ослабления волновой энергии с уклонами и протяженностью подводного склона. Следовательно, на первом этапе развития дельты с большим твердым стоком строится отмельный подводный склон, ослабляющий волновое воздействие на приузловую область. Конечно, скорость выдвигания дельты зависит от исходного уклона шельфа, но в большей степени - от величины твердого стока. Рельеф подводного склона дельты - основа механизма, с помощью которого река способна преодолеть волновое воздействие.

Морфометрические характеристики дельт отражают взаимодействие твердого стока реки и волнового режима (Wright, Coleman, 1973). Существенно, что асимметрия очертаний дельт в плане, которая определялась как отношение объема дельты справа и слева от нормали к берегу, указывает на преобладающую седиментацию в правосторонней части дельты. Учитывая, что изученные объекты находятся в северном полушарии, можно считать полученные

характеристики подтверждением важного значения силы Кориолиса в развитии контура дельт.

Резкое преобладание энергии притока речных осадков над транспортирующей способностью вдольберегового потока наносов приводит к формированию лопастной дельты в том случае, если концентрация стока в отдельных рукавах достаточно велика (рис. 144) и к формированию многорукавной дельты, если рукава многочисленны (рис. 145).

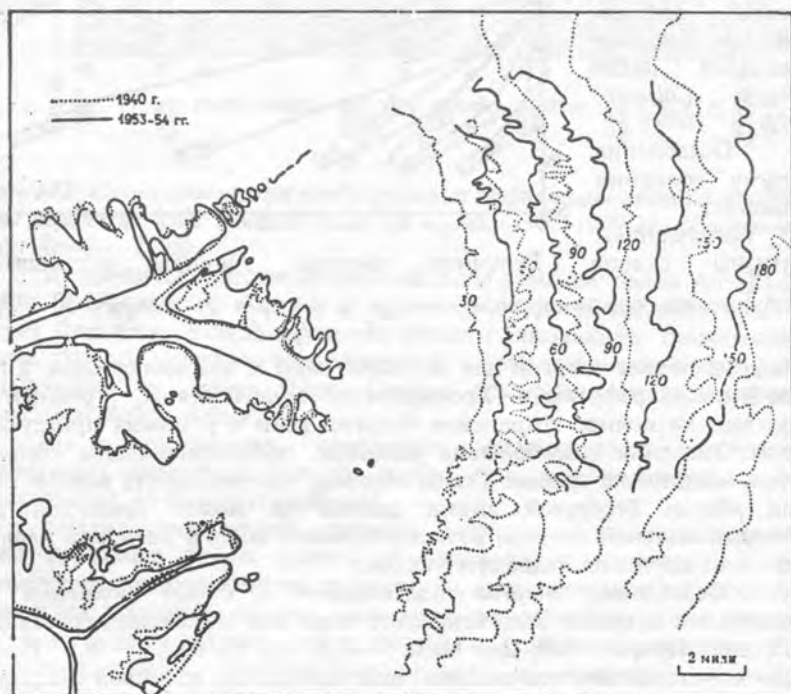


Рис. 144. Отдельные рукава лопастной дельты р. Миссисипи и ее выдвигание за период с 1940 по 1954 гг. (Shepard, Dill, 1966)

**Развитие дельт и подводные каньоны.** Во многих районах Мирового океана приустьевые взморья дельт расчленены морфологически четко выраженными подводными каньонами. Литодинамические соотношения, связывающие эволюцию такого берега с твердым стоком реки и потерями наносов в смежных каньонах, детально и на многочисленных примерах рассмотрены в ряде работ (Леонтьев, Сафьянов, 1973; Галанов, Сафьянов, 1972; Меншиков, Пешков, 1979; Пешков, 1994).

*Рис. 145. Много-  
рукавная дельта  
р. Волги*

Замечено, что до подхода к крутому свалу глубин дельты обычно быстро выдвигались. При смыкании подводного склона фронта дельты с верховьями каньона дальнейшее выдвигание дельты резко замедлялось или приостанавливалось.

Геоморфологические особенности приустьевых областей такого рода включают сложно построенную батиграфическую

систему подводного каньона, проникающего в пределы малых глубин береговой зоны (рис.146).



*Рис.146. Батиграфическая система верховьев Ингурского подводного каньона на приустьевом взморье р.Ингури (Черное море)*

Так верховья Ингурского подводного каньона в виде трех крупных ветвей проникают на мелководье приустьевого взморья, отчетливо выражаясь даже на глубинах 5-10 м. Такая древовидная форма верховьев каньона оказывается идеально приспособленной для поглощения максимального объема наносов,



поступающих из реки. Особенно велика вероятность попадания

наносов в верховьях каньона и их последующего удаления на из береговой зоны во время паводка, усиливаясь при его сочетании со штормом. Для Ингурского каньона поглощение наносов, поступающих из реки, установлено экспериментально путем опытов с песками, окрашенными люминофорами, и последующим обнаружением меченых частиц на больших глубинах в русле подводного каньона.

Балансовыми расчетами, основанными на повторных промерах, установлено, что большая часть твердого стока реки в 2,7 млн тонн наносов в год безвозвратно теряется в подводном каньоне.

На другом участке береговой зоны Черного моря в устьевой области р.Кодори, выносящей к берегу около 1млн тонн наносов в год, устанавливается довольно ясно выраженное вдольбереговое перемещение наносов (рис.147) .



*Рис. 147. Перспективный аэрофотоснимок устья р.Кодори (Черное море)*

Устье реки частично заблокировано приустьевой косой, которая маркирует вдольбереговое перемещение наносов, и имеются данные о впадении устья реки до 1965 г. На участке, расположенном в 1,5 км южнее современного устья (это русло заметно на аэрофото по старице). Детальные промеры на устьевом взморье р.Кодори выявили по крайней мере пять отвершков подводных каньонов. Повторные промеры позволили установить, что по тальвегам подводных каньонов происходят значительные изменения глубин (рис. 148). Анализ происходящих изменений привел к заключению (Сафьянов, 1977),

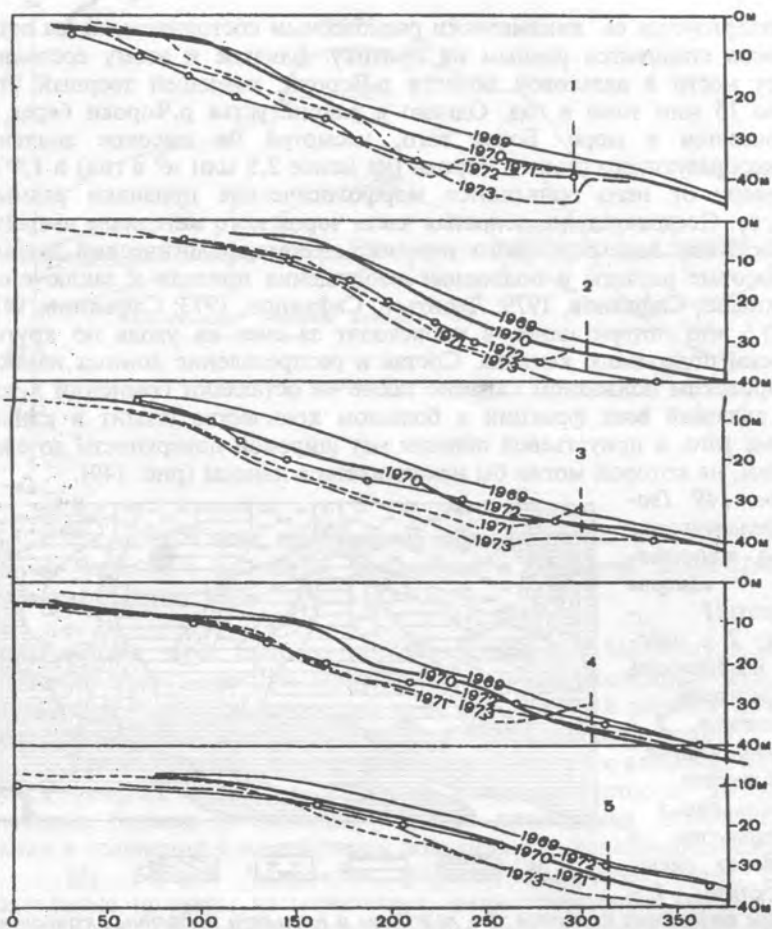


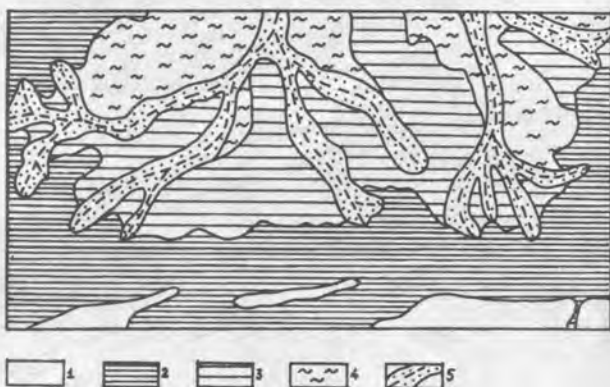
Рис. 148. Совмещенные продольные профили подводных каньонов приустьевого взморья р. Кодори

что межканьонные пространства медленно нарастают, тогда как вдоль русел подводных каньонов преимущественно фиксируется размыв. Таким образом обнаруживается разнонаправленный характер развития каньонов и окружающих их пространств. Такая тенденция ведет к росту во времени потерь аллювиального материала в подводных каньонах и к нарастанию дефицита наносов на смежных участках береговой зоны.

Очевидно, что чем более значителен сток реки, тем быстрее происходит эволюция дельтовой системы до той фазы, которая

характеризуется ее динамически равновесным состоянием, когда отток наносов становится равным их притоку. Близкое к этому состояние имеет место в дельтовой области р.Чорохи, имеющей твердый сток около 15 млн тонн в год. Однако в районе устья р.Чорохи берег не выдвигается в море. Более того, несмотря на высокое значение пляжеобразующего стока р.Чорохи (не менее 2,5 млн м<sup>3</sup> в год) в 1,5 км к северу от него появляются морфологические признаки размыва берегов. Следовательно, основная часть чорохского материала выпадает из бюджета вдольберегового переноса. Геоморфологический анализ, балансовые расчеты и подводные наблюдения привели к заключению (Кикнадзе, Сафьянов, 1979; Леонтьев, Сафьянов, 1973; Сафьянов, 1975, 1978), что потери наносов происходят за счет их ухода по крутым откосам подводного каньона. Состав и распределение донных наносов в Чорохском подводном каньоне также не оставляют сомнений в том, что аллювий всех фракций в большом количестве уходит в каньон. Кроме того, в приустьевой области нет широкой поверхности до свала глубин, на которой могли бы накапливаться наносы (рис. 149).

Рис. 149. Геоморфологическая схема приустьевого взморья р.Чорохи: 1 - суша, 2 - плоская поверхность прибрежного мелководья, 3 - слабонаклонные поверхности межканьонных пространств и переднего фронта дельты, 4 - склоны подводных каньонов, 5 - ложбины и тальвеги подводных каньонов



Нигде в береговой зоне Черного моря не проявляется столь наглядно противоречие между огромным объемом притока аллювия в береговую зону и отсутствием морфологической реакции дельты на его поступление, как в Чорохском районе. Более того, в последние годы не только отсутствует выдвигание дельты, но даже происходит ее размыв. Однако до недавнего времени, всего лишь 150 лет тому назад дельта была выдвинута примерно на 0,5 км в море по сравнению с современным положением береговой линии (рис. 150). Причина столь разительных различий состоит в том, что до 1834 г. сток реки

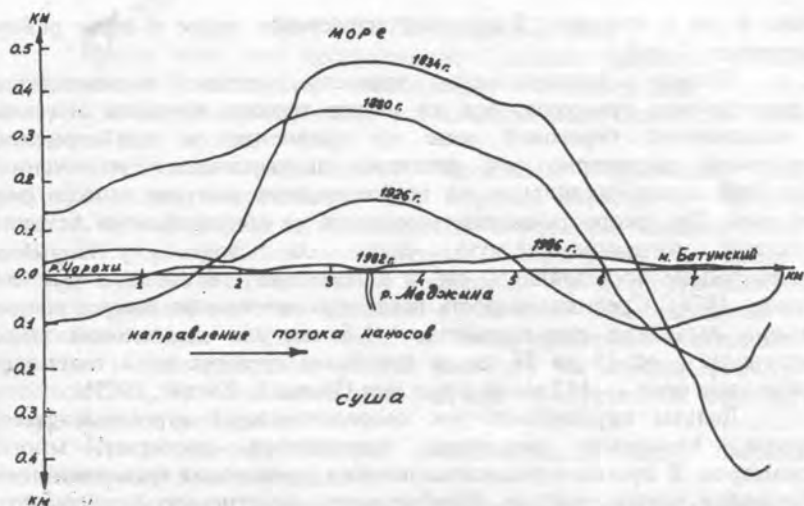


Рис. 150. Схема соотношений разновременных береговых линий Батуми-Чорохского района по отношению к береговой линии 1986 г. (Сафьянов, Хорава, 1989)

осуществлялся через бывшую протоку Чорохи - р.Меджину в обход подводных каньонов. При отсутствии потерь в подводные каньоны дельта реки быстро выдвигается, а ее интенсивный размыв начался после перемещения устья в положение, близкое к современному.

Таким образом, потери наносов в подводных каньонах или на крутых склонах являются не менее важным фактором эволюции дельтовых берегов и смежных участков приморских аллювиальных равнин в сравнении с воздействием волнения или колебаниями стока.

На берегах Мирового океана существуют еще более разительные примеры несоответствия, иллюстрирующие высказанные соображения. Так сравнительный анализ карт и аэрофотоматериалов позволяет заключить, что несмотря на огромный твердый сток Ганга и Брахмапутры (2,9 млрд тонн / год), совместная дельта этих рек не выдвигается (Coleman, 1969). Очевидно, что основная часть поступающих наносов поглощается подводным каньоном Суотч-оф-но-Граунд, имеющим огромный глубоководный конус выноса. Характерно, что верховья каньона веером окружены двадцатью песчаными грядами, ширина которых 4-7 км, а длина достигает 20-60 км. Средняя высота этих форм рельефа мелководья около 7 м. По-видимому они служат промежуточным звеном транспорта наносов от дельты к подводному каньону. Резким контрастом по отношению к стабильному положению береговой линии дельты Ганга и Брахмапутры является стремительное выдвигание дельты р.Иравати со скоростью

около 6 км в столетие. Ежегодное нарастание суши в этом районе составляет 10 км<sup>2</sup>.

Потери аллювиальных наносов, столь выразительные в приведенных примерах, все же имеют гораздо меньшее значение в современной береговой зоне по сравнению с плейстоценом. Достаточно достоверно это различие подчеркивается изменением скоростей осадконакопления на глубоководных конусах выноса ряда каньонов. Так, скорость осадконакопления на конусе выноса Астория, имеющем литодинамическую связь со стоком р. Колумбия, в плейстоцене составляла 50 см, а в голоцене - 8 см за 1 тыс. лет (Nelson, 1976). Средняя скорость осадконакопления на конусе выноса каньона Амазонки для голоцена - 4-6 см, для ледниковой эпохи висконсина - от 15 до 37 см, а для более древних плейстоценовых ледниковых эпох - 115 см за 1 тыс. лет (Damuth, Kumar, 1975).

Дельты крупнейших рек сосредоточивают огромные массы осадков. Мощность дельтовых накоплений достигает многих километров. В процессе осадконакопления происходит гравитационное уплотнение толщ осадков. Наибольшему уплотнению подвергаются торф и тонкие глинистые осадки. Толщи осадков мощностью от 2 до 8 км (например в дельте Нигера мощность осадков достигает 8 км) оказывают также огромные гравитационные нагрузки на земную кору в целом, вызывая ее прогибание. Оседания при суммарном воздействии уплотнения толщ и тектонического прогибания могут происходить со скоростью свыше 4-5 см / год. Поэтому в значительной мере происходящее прогибание может компенсировать осадконакопление вследствие притока аллювия. Дельты как правило характеризуются устойчивым режимом прогибания.

В тех случаях, когда значительная часть речного аллювия транспортируется на большие глубины через подводные каньоны, вблизи их устьев формируются огромные конусы выноса. Так наибольшая мощность осадков, достигающая 13 км, имеет место в 150 км от верховьев каньона. Масса осадков, сосредоточенных в Бенгальском конусе выноса превышает 10 миллионов кубокilометров (Гималаи, уничтоженные эрозией и отложенные на морском дне!).

## 27. ФИТОГЕННЫЕ БЕРЕГА

Ввиду того, что продуктивность водных растений связана с процессами фотосинтеза, наибольшая концентрация растений приурочена к малым глубинам, а следовательно наиболее важна в береговой зоне океана.

Отчетливо различаются несколько функций водной растительности, существенных для морских берегов: 1) продукция веществ, используемых затем в качестве прибрежно-морских наносов, или для формирования монолитных поверхностей, 2) косвенное влияние на действие гидрогенных процессов, - в частности ослабление морского волнения и создание условий, благоприятных для осадконакопления в том числе и мелкозернистого материала, 3) защитная и деструктивная работа растений на коренных скальных поверхностях, 4) создание в ряде случаев продуктивной основы для пищевой цепи сообществ.

Продуктивность водной растительности тесно связана с климатической зональностью.

Наиболее эффективно действие растительности в формировании облика берегов проявляется в условиях тропического и экваториального поясов и находит здесь отражение на коралловых и мангровых берегах. В умеренных широтах большая роль принадлежит морским травам маршей. И наконец как на берегах умеренных, так и высоких широт, существенно проявляют себя водоросли в качестве фактора, влияющего на литодинамику берегов.

Среди биоценозов коралловых рифов на первом месте по продуктивности карбонатного материала стоят известковые водоросли, которые в среднем составляют 30-50 % известняка (Лисицын, 1974). На втором месте находятся рифообразующие кораллы (10-30 %), на третьем - различные моллюски (10-20 %) и на четвертом - фораминиферы (1-10 %). Среди известковых водорослей наибольшее значение для осадкообразования имеют красные (багряные) водоросли (литотамнии) и зеленые водоросли (халимеда). Известковые водоросли обитают в местах с достаточным количеством света и их массовое развитие приурочено к глубинам до 10 м. Однако в лагунах отдельных атоллов Тихого океана граница распространения этих водорослей может опускаться до 30-40 м. На берегах Кубы известковые водоросли халимеда распространены обычно на глубине 4-6 м и их осадкообразующая роль нередко превышает 30 % (Ионин, Павлидис, Авельо Суарес, 1977). Таким образом даже коралловые рифы с наименьшим правом могут быть отнесены к фитогенным берегам, хотя традиционно их относят к биогенным.

Однако наиболее полное выражение роль растений получает на мангровых берегах и в пределах маршей.

### Мангровые берега

Мангровые леса формируются высокоспециализированными растениями, обладающими физиологической и морфологической адаптацией к обитанию в узкой полосе береговой зоны между

отметками сизигийного прилива и среднего уровня моря, лишь незначительно выходя за ее пределы. При этом макроприливные условия не являются благоприятными для мангровой растительности и не ведут к расширению зоны мангровых ландшафтов на берегах.

Мангровые берега относятся к особому типу фитогенных берегов по классификации Валентина (Valentin, 1952) и к одному из типов берегов, созданных организмами, по классификации Шепарда (Shepard, 1963). Они занимают около четверти всей протяженности берегов между северным и южным тропиками (Ellison, Stoddart, 1991). В частности, главным типом берегов и береговых экосистем мангровые берега становятся в обширной области от северо-восточного побережья Индии до Филиппин на востоке, и от юго-восточной Азии до северных берегов Австралии. Широко распространены мангровые берега в Африке и на Мадагаскаре, в Австралии, Южной и Центральной Америке, Вест-Индии, встречаются в Калифорнийском заливе и полуострове Калифорния, на западе полуострова Флорида, распространены на океанических островах Индопацифики, исключая восточную часть Тихого океана. Основная полоса распространения мангровых сообществ - между 25° с.ш. и 25° ю.ш., однако вдоль восточных берегов материков граница расширяется от 30° с.ш. до 30° ю.ш.

Максимум развития мангровые леса и берега достигают в экваториальном поясе и во влажных тропиках. В аридных условиях мангровая растительность деградирует до узкого окаймления, сменяющегося в сторону суши маршами или гиперсолеными илистыми осушками (берега Красного моря, Персидского залива). Мангровые распространяются также в эстуариях, где происходит смешение морской воды с пресной, поскольку оптимальные условия для роста мангровых - пониженная соленость в 20-50 % от океанической (Walsh, 1974). В районах с выраженным сезонным увлажнением и ближе к границам с умеренной зоной мангровые леса выклиниваются или сочетаются с маршевой растительностью.

Всего в этом типе ландшафта насчитывается до 90 родов мангровой растительности, но основных, имеющих наиболее широкое распространение и дающих мощную древесную растительность высотой более 30 м - всего несколько родов, прежде всего это *Avicennia*, *Bruguiera*, *Rhizophora*, *Xylocarpus* и некоторые другие.

Основной особенностью мангровых берегов является их подчиненность по отношению к другим береговым формам. Это объясняется довольно узким диапазоном экологической толерантности мангровой растительности. Мангровые чувствительны к воздействию волн и не выносят связанной с этим подвижности субстрата. Вопреки распространенному мнению, что мангровые растут только на илистом или илисто-песчаном субстрате, они могут поселяться на грубообломочных осадках и даже на скальном субстрате. С этим связана подчиненность мангровых береговым процессам и развитие мангровых в лагунах за береговыми барами и в волновой тени за другими аккумулятивными формами и под прикрытием рифов. Кроме

отмелых материковых берегов мангровые леса развиты на лагунных берегах океанических атоллов или формируют особый тип мангровых островов.

В научной литературе приходится встречаться с исключительными точками зрения по вопросу о том, формируется ли обширная поверхность илистого мелководья мангровой растительностью или, наоборот, мангры заселяют выдвигающиеся за счет аккумуляции илстых наносов мелководье. Почти всеми упускается из виду, что заселение растительностью мелководий существенно изменяет структуру течений, а также возможности течений в размыве субстрата, который покрыт растениями. Эксперименты, проведенные в придонном слое, указывают, что скорость течения в слое 0-5 см от дна в зарослях водорослей примерно на 50-70 % ниже, чем вне их. Мангровый лес также изменяет скорости течения от 40 см / сек до нефиксируемой на расстоянии 1 м (Skoffin, 1974; Carter, 1988; Robertson et al., 1991).

Мангровая растительность способствует повышению скорости осадконакопления и нарастанию берега. Радиоуглеродные датировки показывают, что мангровые сообщества современных берегов начали распространяться главным образом в позднем голоцене. Скорости накопления мангровых торфов при этом были менее 1 м за тыс. лет или незначительно больше (Bloom, 1970; Woodroff, 1981; Matsushima et al., 1984; Ellison, 1989). Мангровая растительность распространилась и приобрела современное берегоформирующее значение лишь в период стабилизации уровня моря.

Современное развитие мангровых берегов за последние столетия характеризовалось выдвиганием берега в море. Так, порт Палембанг на острове Суматра, который был у берега моря в 1292 г., когда его посетил Марко Поло, сейчас находится на суше в 50 км от берега. Быстрое выдвигание мангровых берегов отмечается также на о. Ява и о. Борнео (Маспае, 1968).

В эстуариях тропического пояса океана детритная пищевая цепь основана на листьях мангровых деревьев. В эстуариях и лагунах Флориды, Кубы, Мексики и Никарагуа листья растущих здесь красных мангров поступают в акваторию в количестве 9 т на 1 га в год, что эквивалентно 2,5 г, или 11 ккал · м<sup>-2</sup> в день (Одум, 1975). Потребление листьев мангров насекомыми не превышает 5 %, а большая часть чистой продукции разносится приливными и волновыми течениями по акватории эстуариев.

Уклоны илстых осушек, на которых обитают мангровые заросли, невелики и составляют в среднем около 0,0005. Большие приливы, как правило, оказываются неблагоприятными для распространения мангровых.

Тропические ураганы нередко наносят существенный урон густым зарослям. Но вероятно наиболее значимы те потери, которые наносятся мангровым деревьям двустворчатым моллюском тередо и некоторыми сверлящими ракообразными. С них начинается цикл разрушения леса в море, окончательно завершаемый более мелкими

существами, морскими грибами и бактериями. Без разрушительной работы множества организмов, входящих в сообщество мангрового леса, прибрежные воды быстро задохнулись бы от огромного количества мертвой древесины.

Ширина мангровых зарослей на многих берегах достигает десятков километров. Мангровые леса обычно расчленены плоскими желобами, которые промываются приливными водами. На внешнем краю мангрового берега образуется нередко небольшой илисто-песчаный пляж с низкими береговыми валами, отмечающими действие отдельных волнений.

### Приливные марши

Марши представляют собой часть приливного берега, однако в структурном отношении они сложнее осушек, поскольку их поверхность интенсивно освоена разнообразной растительностью, прежде всего морскими травами, которые существенно влияют на происходящие здесь процессы. Марши часто окаймляют эстуарии и именно здесь сосредоточивается 1/3 растительной массы Мирового океана. Та выдающаяся роль, которую они играют в эстуариях по сравнению с пространствами открытого океана, связана с тем, что в большинстве эстуариев имеется зона, характеризующаяся земноводным режимом, - это зона приливных осушек и маршей. Ширина этой зоны зависит в основном от высоты приливов.

Другая частая причина, ограничивающая распространение растительности на берегах, - воздействие волнения. На берегах с высокой энергией волн сохранение растительности оказывается невозможным из-за подвижности субстрата - размыва или чрезмерной скорости осадконакопления. Именно поэтому растительность тяготеет к районам, которым свойственна относительно низкая энергия волн. Кроме того, многие растения не могут расти или размножаться в водах с нормальной океанической соленостью, так как испытывают потребность в относительно опресненной воде. И такие растения находят в эстуариях благоприятные условия.

Две главные группы растений встречаются в эстуариях (McLusky, 1981). Первая представлена морскими растениями. Она включает морские травы (водоросли), такие, как виды *Enteromorpha*, растущие на устойчивых илистых поверхностях. Типично морские травы скальных берегов - фукусы и zostера - встречаются и в эстуариях. Зостера (взморник) - чисто цветковое растение, имеет длинные темно-зеленые ветви и растет на песчаных или илистых отложениях, постоянно затапливаемых водой.

Вторая группа растений - растения суши, распространенные преимущественно вблизи соленой воды, но никогда постоянно не живущие под водой. Внутри эстуариев это тоже морские растения - типичные для соленых маршей. Сообщество марша формируется в верхней части приливных районов, где разнообразные растения осваивают песок и илы. Большинство растений соленых маршей - цветковые растения, которые могут быть названы галофитами

(соленолюбивыми растениями). Растения маршей должны быть устойчивы к периодическому затапливанию соленой водой.

Внутри соленого марша можно выявить зональность в распределении отдельных видов растений. Здесь происходит последовательная смена сообществ, называемая сукцессией, от первых растений, освоивших илистую поверхность, до растений, живущих на твердом илистом субстрате. Последний стабилизирован корнями пронизывающих его растений и аккумуляцией растительного материала; он может считаться почвой. Растительность улавливает алеврит, доставляемый приливом, и постепенно поверхность, покрытая растительностью, расширяется, марш растет и в высоту и тем самым стабилизирует сам себя. Тенденции к стабилизации и аккумуляции на большей части поверхности марша иногда сочетаются с локальными явлениями размыва на участках, где течения или волны препятствовали растительной колонизации. Марши часто расчленены дренажными каналами, на бортах и днищах которых происходит эрозия, но валы, обрамляющие каналы обычно охотно занимаются растениями.

Сукцессия, или зональность растений маршей довольно однообразна, однако встречаются некоторые различия, обусловленные особенностями субстрата или рельефа. Установлено, что первым "колонистом" илистых берегов является типичное растение маршей *Salicornia*. Освоение сначала осуществляется путем произрастания отдельных растений, разделенных преобладающими поверхностями ила, на пространствах, ежедневно затапливаемых приливами. Со временем свободные пространства ила занимают саликорнией и по мере увеличения плотности растительного ковра заселяются травой *Glyceria maritima*.

Саликорния замещается ассоциацией *Suaeda maritima*, *Glyceria maritima* и морской астры *Aster tripolium*. Выше этого уровня доминирует морская лаванда *Limonium vulgare*. Над ней по поверхности марша доминирующее растение - морская гвоздика, или армерия обыкновенная. *Glyceria* может встречаться на этом уровне, но выклинивается по значимости. Морская лаванда и армерия обыкновенная - члены верхней половины сообщества соленого марша. У верхнего предела марша могут быть найдены повсеместно распространенная красная овсяница (*Festuca rubra*) и морской тростник (*Juncus maritimus*). Верхние районы соленых маршей часто используются как пастбища для овец и крупного рогатого скота; травы *Glyceria* и *Festuca rubra* становятся доминантными на маршах-пастбищах. Здесь морская астра и армерия заметно выклиниваются. Приливные желоба, расчленяющие поверхности маршей, часто окаймляются *Halimione portulacoides*, а в местах выпаса скота это растение замещается *Puccinellia maritima*.

Некоторые исследователи считают, что зональность растений маршей зависит от солености. Однако это неубедительно, так как когда растения в верхних частях маршей покрываются водой, то она имеет даже большую соленость, чем вода нижних частей марша.

Объяснение зональности чувствительностью растений к периоду их затопления водой представляется более убедительным. Скорость притока газообразной двуокиси углерода для фотосинтеза будет существенно ограничена с глубиной, и отдельные виды растений могут дифференцироваться по их чувствительности к таким ограничениям. Нижние части марша затопляются каждый прилив, и почва здесь будет насыщена водой, тогда как растения верхней части марша имеют более благоприятные возможности для дренажа.

Марши североморских побережий Великобритании и Нидерландов могут считаться сложнодоминантными. Они все же формируются сравнительно ограниченным набором видов растений. Резким контрастом по отношению к ним являются марши тихоокеанского и атлантического побережий Северной Америки, последние на огромном пространстве представлены единственно преобладающим сообществом *Spartina alterniflora*.

На большинстве побережий Атлантического океана, в частности на побережье Мексиканского залива, спартина проявляется в двух формах: высокой и низкой. Распределение соответствующих форм спарты тесно связано с геоморфологическими условиями маршей: высокая спартина (около 1 м) располагается на аккумулятивных валах, примыкающих к приливным желобам, а низкая (60-80 см) характерна для внутренних частей валов, имеющих относительно низкое гипсометрическое положение и большее время затопления. Эта последняя форма спарты часто превращается в очень низкую (с высотами менее 50 см) в местах, характеризующихся малой проточностью вод и непрерывным затоплением.

Изменения гидрологического режима маршей, которые вызывают увеличение времени затопления, могут воздействовать на корневое дыхание и, следовательно, на продуктивность растений. Очевидно, что режим затопления определяется и чисто геоморфологическими условиями. Таким образом, любое изменение геоморфологических условий приведет к изменению продуктивности спарты. Это заключение может быть распространено и на другие виды растительности маршей. Продуктивность маршевых растений определяется многими факторами, среди которых наибольшее значение имеют свет, температура, субстрат, питательные вещества, поступающие за счет речного стока или из моря. Тем более удивительной кажется прямая зависимость продуктивности сообщества спартинового марша от высоты прилива. Причинная связь продуктивности с высотой приливов заключается в том, что приливы и обусловленные ими течения увеличивают приток питательных веществ, удаляют метаболиты, осуществляют круговорот веществ - словом, проводят работу в интересах растений. Поскольку значительная часть работы по поддержанию важнейших жизненных процессов осуществляется приливными течениями, организмы могут большую часть усваиваемой солнечной энергии направить по продуктивным каналам.

Энергия приливов используется растениями для полноценной ирригации их корневых систем и, кроме того, необходима для многих симбиотических организмов, в частности микробильных сообществ в осадках марша.

Пока не установлено, до какой высоты приливов будет проследиваться прямая зависимость продуктивности растений от высоты приливов. Однако значительная высота приливов неблагоприятна для растений. Очевидно, что при высоких скоростях движения воды возникает необходимость формирования защитных механизмов, на что расходуется часть энергии.

Размеры продукции в большей степени зависят от видового состава растительности и природы субстрата, на котором растения развиваются. Большинство оценок первичной продукции растений маршей выполнено по эстуариям атлантического побережья США (Gallagher, 1978). Типичные величины продукции растений на маршах штата Мэн составляют от 485 г сухого веса на 1 м<sup>2</sup> в год для *Juncus gerardi* до 5163 г·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup> для *Spartina patens*. Характерно, что внутри одного вида продуктивность зависит от геоморфологического положения растительности и как следствие от гидродинамического режима. Так, банка приливного желоба, покрытая *Juncus gerardi*, продуцировала 3500 г·м<sup>-2</sup>·год<sup>-1</sup>, тогда как высокий марш - всего лишь 485 г. Сильная зависимость продуктивности растений от геоморфологических условий затушевывает влияние климата на продуктивность растений. Все же при анализе примерно 50 значений продуктивности для маршей атлантического побережья США, включающих четыре наиболее распространенных вида растительности, удастся сделать заключение, что максимальная продуктивность в 1500-2400 г сухого веса на 1 м<sup>2</sup> в год свойственна маршам на 30-32 ° с.ш., а к 38-44° она имеет тенденцию к снижению до 400-900 г · м<sup>-2</sup> · год<sup>-1</sup>. К 28° с.ш. также наблюдается некоторое снижение продуктивности до 750-1800 г · м<sup>2</sup> · год<sup>-1</sup>.

Среднегодовая продуктивность маршевой растительности Великобритании (Норфолк, Бриджуотер-Бей) составляла от 870 до 1050 г · м<sup>-2</sup>.

Для морских трав продуктивность широко распространенной zostеры - 140-800 г · м<sup>-2</sup>, а для черепашьей травы - 1500-2500 г сухого веса м<sup>-2</sup> · год<sup>-1</sup>. Столь же значительны величины продукции мангровой растительности: они изменяются в пределах нескольких сот граммов на квадратный метр.

Занимая обширные пространства маршей, различные виды растительности поставляют в пределы эстуариев огромные количества органического материала, служащего для большинства обитающих в эстуариях организмов началом пищевой цепи. Растительность маршей лишь на 5-10 % потребляется консументами, а остальная часть, в измельченном в основном механическом воздействием волн и приливных течений виде, попадает в эстуарий, образуя частицы детрита, имеющие высокую пищевую ценность. Вынос детрита в

эстуарийные воды осуществляется в основном через систему дренажных каналов.

Фитопланктон - основа пищевой цепи открытого океана. Однако на маршах его роль существенно уменьшается. Причина заключается в сравнительно большей замутненности прибрежных вод, затрудняющей фотосинтез. Но величина продукции фитопланктона в эстуариях, характеризующихся большими размерами и относительно высокой прозрачностью вод, может иметь существенное значение.

В общем случае итоговое соотношение продукции разных источников будет определяться отношением произведения средней продуктивности маршевой растительности на площади маршей к произведению продуктивности фитопланктона на площадь поверхности эстуария. Таким образом, можно констатировать, что роль детритной пищевой цепи возрастает для эстуариев относительно малых акваторий с большой поверхностью маршей.

Наряду с морскими травами существенным источником органического материала в эстуариях являются различные виды водорослей. Так, среди макрофитов Азовского моря - уникального по своей продуктивности эстуария - около 50 % составляет zostера, 35 % - красные водоросли и 15 % - зеленые (Зенкевич, 1963). В Утлюкском лимане биомасса донных водорослей - 22,4 т . га<sup>-1</sup>, а цветковых растений - в 3 раза больше - 69,3 т . га<sup>-1</sup>. Интересно меняется состав макрофитов во внутренней эстуарии Азовского моря - Сивашской лагуне. Вблизи пролива в Северном Сиваше абсолютно доминирует нитчатая водоросль кладофора, которая местами образует на дне огромные скопления в виде войлока. Суммарная продукция кладофоры в Восточном Сиваше только за весенне-летний период составляет около 2 млн. тонн.

Валовая продукция крупных морских водорослей оказывается тесно связанной с величиной отношения поверхности водоросли к ее объему. Вывод о связи живой поверхности в океане с продуктивностью организмов и интенсивностью метаболических процессов получен сравнительно недавно (Айзатуллин, Лебедев, Хайлов, 1984) , хотя отдельные факты об этом были известны ранее.

В природной системе для прикрепленных водорослей общая валовая продукция будет зависеть от площади субстрата , благоприятного для их обитания, и в первую очередь от расчлененности рельефа.

## 28. БИОГЕННЫЕ БЕРЕГА

Биогенные берега - морские берега, формируемые воздействием волн и продуктами биохимической и биофизической деятельности живых организмов. Основным источником наносов на таких берегах - биогенная продукция. Ведущий фактор развития - волнение и уровень океана, хотя органический мир участвует также и как агент дифференциации, осаднения наносов и формирования специфических биогенных текстур.

Наиболее полно особенности геоморфологии и литодинамических процессов биогенных берегов могут быть рассмотрены на примере рифогенных берегов, где основным источником наносов является биогенная продукция коралловых рифов, а формы рельефа возникают при взаимодействии рифостроителей с волнением.

### Рифогенные берега

Общая площадь коралловых рифов составляет около 0,6 млн км<sup>2</sup> (Smith, 1978) соответствующие расчеты представляются преуменьшенными, по крайней мере, в два раза. Однако физическая поверхность коралловых зарослей Мирового океана по приближенным оценкам Ж.И.Кусто в 20 раз превышает площадь Европы.

Кораллы - это полипы с известковым скелетом. Коралловая колония представляет собой в основном мертвый известковый скелет, покрытый тончайшим слоем живых полипов.

Существует большая группа морских организмов, объединенных под общим названием рифостроителей (герматипные кораллы). К ним относятся рифообразующие кораллы, известковые водоросли, мшанки, гидроиды. Они растут в пределах глубины проникновения около 1% солнечного излучения, падающего на водную поверхность. Эти сообщества живут обычно на глубине меньше 30 м. Их распределение зонально (рис.151).



Рис.151. Распределение герматипных кораллов (Stoddart, 1969, с дополнениями)

В Мировом океане насчитывается (Наумов и др., 1985) около 550 видов мелководных шестилучевых кораллов, основная часть которых обитает в Индийском и Тихом океанах. Герматипные кораллы (рифостроители) обитают на небольших глубинах - обычно до 50-60 м. Они имеют два главных источника питания: органическое вещество, производимое зооксантеллами в их тканях, и жертвы, пойманные ими с помощью стрекательных клеток. Симбиотические водоросли зооксантеллы обеспечивают до 98% пищевых потребностей кораллов. Кораллы и зооксантеллы находятся в отношениях взаимной выгоды. Присутствие зооксантелл, продуктивность которых зависит от фотосинтеза, стимулирует отложение кораллами карбоната кальция. Кораллы, имеющие в своих тканях зооксантеллы, прирастают значительно быстрее. Средний темп роста отдельных полипов около 4 см в год. Однако некоторые виды рода *Acropora* способны вырастать за год на 10 см, а ветвистые формы - до 20 см в год, тогда как максимальные измеренные скорости прироста составляют 25 см в год. Кораллы имеют разнообразные формы. Массивные кораллы (например *Montastrea*) имеют низкое отношение поверхности к объему сравнительно с ветвистыми и листовидными формами и, соответственно, растут с меньшей скоростью 6-12 мм /год. Следует иметь в виду, что поверхность кораллов представляет собой живущее животное, тогда как объем - мертвый скелет. Поэтому кораллы с развитой поверхностью являются сравнительно более быстрорастущими.

Вместе с тем массивные формы распространены там, где воздействие волн наиболее интенсивно, а хрупкие формы обитают в спокойных водах (например в лагунах). Кораллы чрезвычайно чувствительны к свету, поскольку фотосинтез может осуществляться зооксантеллами только на свету. Оптимальные условия освещенности находятся на глубинах 5 - 10 м, где равномерное освещение приводит к возникновению полусферических и сферических форм. При недостатке света кораллы стремятся увеличить площадь и растут вширь. Распространение кораллов ограничивается тропической и экваториальной зонами, где температура воды не ниже 20,5°. Перегрев воды (до 40°) неблагоприятен для их роста, а оптимальные температуры существования находятся в пределах 25 - 29°. Кораллы не выносят опреснения, чувствительны к значительному заилению и в особенности - к загрязнению.

Коралловые рифы могут достигать в длину 2000 км. Они распределяются в океаническом пространстве Земли следующим образом: 30% из них находятся в областях между Индонезией, Северной Австралией, Филиппинами и Азией; 25% - в Тихом океане; 30% - в Индийском океане, Красном море, Персидском заливе; 14% - в Карибском море и Северной Атлантике; 1% - в Южной Атлантике (Guilsher, 1988).

Активные герматипные кораллы занимают передовую пририфную зону, где волновая турбулентность наиболее активна. Нижняя, морская, часть рифа состоит из разрушенных волнами обломков рифов. Благодаря большому морфометрическому разнообразию поверхности рифов очень устойчивы. Рифы сохраняют стабильность, несмотря на многочисленные природные катастрофы. Последствия сильных штормов компенсируются очень медленно, приблизительно за 25 лет (Carter, 1988).

Главным образом по геоморфологическим особенностям наиболее распространенными типами рифов в современных морях являются (Литвин, Федоров, 1994): 1) окаймляющие, формирующиеся возле берегов (рис.152); 2) барьерные, формирующиеся вдали от берега; 3) атоллы - рифовые острова обычно округлой формы с лагуной в центре, типичные для открытого океана, но открытая форма атоллов - далеко не общее правило; 4) фарос - кольцевые рифы небольших размеров, характерные для шельфов тропических морей; 5) столовые рифы, возникающие над дном мелководий в виде отдельных банок; 6) коралловые бугры, или пятнистые рифы - небольшие внутрелагунные рифовые постройки столообразной формы с субвертикальными и вертикальными стенками и небольшой уплощенной вершинной поверхностью.

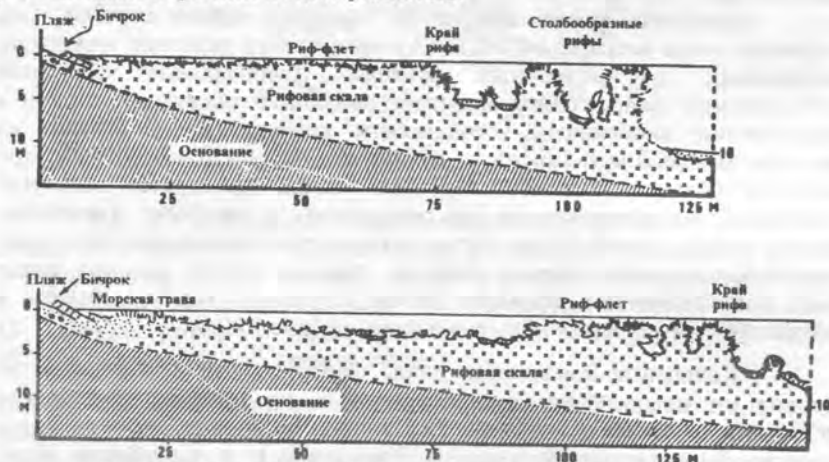


Рис.152. Вверху - окаймляющий риф вне судового канала в 6 км южнее порта Акаба, Красное море; внизу - окаймляющий риф на участке судового канала в 6,75 км к югу от порта Акаба (Guilcher, 1988)

Окаймляющие рифы характерны для мелководий узких шельфов с большим уклоном подводного берегового склона (рис.152). Ширина рифа обычно около 50 м, но иногда достигает 200 м. Окаймляющие рифы широко представлены у берегов Вьетнама, в Карибском море у берегов Кубы и Ямайки.

Наиболее грандиозные формы среди коралловых построек - барьерные рифы. Среди них - самый крупный - Большой Барьерный риф Австралии - занимает площадь 344 тыс. км<sup>2</sup>. Морской край рифа отделяется от материка обширной мелководной платформой и желобом и отстоит от него на расстоянии до 350 км. Барьерные рифы обнаружены у островов Филиппинских, Новая Гвинея, Новая Каледония, Мадагаскар, Цейлон, Фиджи, Куба. Барьерный риф Белиза у побережья Южной Америки протягивается на 250 км и имеет ширину 10 - 32 км, будучи отделен от берега лагуной шириной до 25 км. Барьерные рифы представляют собой целые страны с разнообразнейшими коралловыми постройками, мангровыми отмелями, островами.

Атоллы имеют своим основанием вулканическую постройку, вокруг которой возникает сначала окаймляющий риф, затем по мере погружения он превращается в барьерный риф, а далее - в кольцевой риф, окружающий мелководную лагуну. На атолле Бикини мощность коралловых известняков составляет 1220 м, что свидетельствует об устойчивости направления развития атолла. В Мировом океане известно около 450 атоллов, большинство из них находится в группах островов и архипелагах тропической зоны Тихого и Индийского океанов (рис.153).

Кольцевая форма атоллов не является общим случаем. Она возникает чаще всего как следствие равномерного действия волнений, подходящих от различных румбов. Преобладание волнений определенных направлений вызывает эволюцию очертаний атоллов в направлении наибольшей устойчивости контура, как показано на примере атолла Диего-Гарсия из архипелага Чагос (Долотов, 1969), при действии сильных волнений береговая линия приобретает сложные очертания, ориентированные по отношению к наиболее значимому волнению под углами 0° или 90°, то есть фактически минимизирующие вдольбереговое перемещение наносов. Атоллы других районов также дают множественные примеры более сложного контура берега в сравнении с правильной кольцевой формой (рис.154).

Кольцевые коралловые рифы фарос возникли в отличие от атоллов не на вулканических островах, а на ровных тропических шельфах и мощность коралловых построек у них гораздо меньше, чем у атоллов. Фарос известны в морях Индонезии и в Карибском море. Столовые рифы характерны для шельфов тропических морей и представляют собой многочисленные плосковершинные банки. Крупнейшей из них является Багамская банка. Коралловые бугры (столбообразные рифы), или пятнистые рифы, обычно заполняют коралловые лагуны, отделяясь друг от друга песчаными пространствами. Они похожи на столбы или пирамиды, а иногда на грибы с тонкой ножкой и широкой вершиной. Ввиду сложности

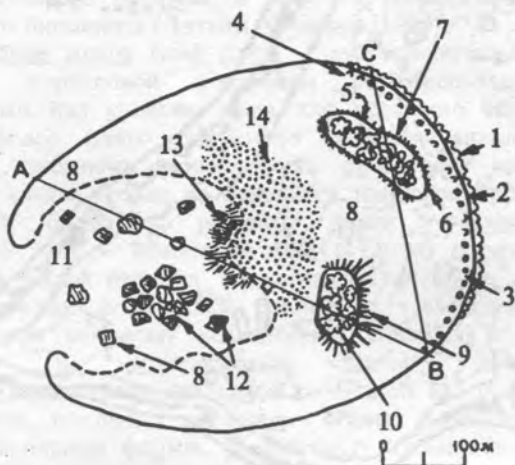
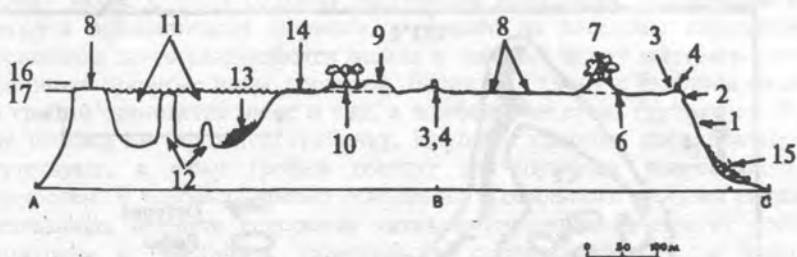


Рис. 153. Поперечное сечение и план идеализированного кораллового атолла (Frankel, 1982): 1-внешний склон (предриф); 2 - желоба и шпоры; 3- водорослевый вал; 4- глыбы; 5- пляж; 6- бичрок; 7- залесенный остров; 8- риф-флет; 9- поднятый риф; 10- мангровое болото; 11- лагуна; 12- лагунные рифы; 13- травяное дно; 14- песчаное плато; 15- осыпь; 16- уровень прилива; 17- уровень отлива

рельефа коралловых рифов возникла необходимость введения понятия "рифовый комплекс" [Леонтьев и др., 1974; Batistini et al., 1975], который понимается как совокупность собственно рифовых построек, так и ряда связанных с ними элементов ландшафта. В частности в рифовый комплекс могут входить прибрежные отмели, сложенные полигенетическими осадками, мангровые заросли, лагуны, каналы и проходы на окаймляющих и барьерных рифах.

Каждый рифовый комплекс, независимо от того является ли его главным структурным элементом окаймляющий, барьерный или кольцевой риф, имеет зональное строение.

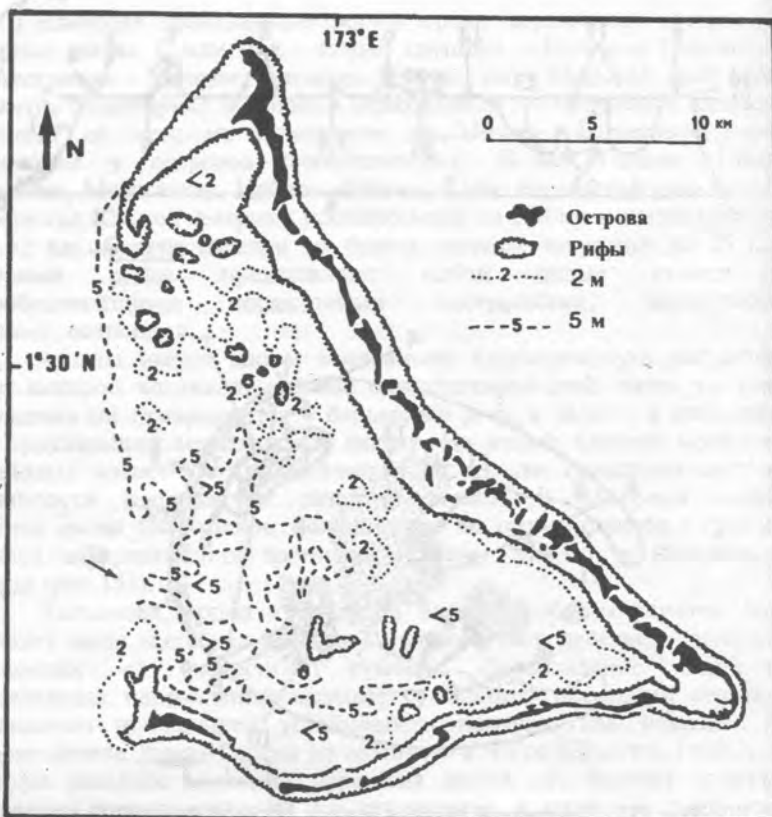


Рис.154. Атолл Тарава, Кирибати, Микронезия - пример асимметричного атолла неколецовой формы с очень мелководной лагуной (Guilcher, 1988).

Снизу вверх различают следующие основные зоны: внешний склон (эскарп) рифа; рифовое плато (риф-флет), внутренний склон рифа; лагуна.

**Внешний склон** - передовая подводная часть кораллового рифа - крутой склон, обращенный в сторону океана, сложенный преимущественно мертвым известняком. Здесь часто сохраняются морфологические следы уровня океана ледниковой эпохи - горизонтальные ниши. Склон обычно заселен горгонариями и губками. Внешний склон разделяется на две части - нижнюю наклонную платформу и зону желобов и шпор (каналов и островов). Первая имеет сглаженный рельеф, вторая определяет систему удлиненных параллельных отрогов, разделенных ложбинами, направленными в

сторону моря. Отроги созданы растущими кораллами, а ложбины не являются эрозионными формами, а просто не заселены кораллами. В основном здесь разрушаются волны и поэтому могут выстоять лишь массивные прочные виды кораллов. Выше по склону с глубины около 2 м гребни становятся ниже и уже, а ложбины не столь глубокими. Эта зона похожа на огромную гребенку. Крупные колонии кораллов здесь отсутствуют, а сами гребни состоят из корковых известняковых водорослей. В условиях яркого освещения и обильного притока свежих питательных веществ водоросли активно наращивают отроги, чтобы усложнить и увеличить поверхность соприкосновения с водой. Следовательно, фестончатый край зоны каналов и отрогов - не результат волнового размыва, а результат биологической стратегии водорослевого биоценоза (Литвин, Федоров, 1994).

Рифовое плато (риф-флет) - субгоризонтальная вершинная поверхность коралловой постройки с отдельными участками, выступающими над уровнем моря или временно осыхающими при отливе. Рифовое плато осложнено многочисленными кавернами, полостями, ложбинами. Поверхность риф-флета имеет выпуклую форму и на самом гребне ее находится наиболее продуктивная зона водорослевого биоценоза рифовых плато - водорослевый вал. Водорослевый вал - невысокая (0,5 - 1 м) куэстообразная или валообразная форма рельефа, созданная на внешнем крае риф-флета ростом известковых водорослей. Он наиболее выразителен на рифах, подвергающихся мощному воздействию сильных волнений. Почти совмещается с водорослевым валом зона глыбовой аккумуляции, представляющая собой сплошной вал сцементированных глыб и щебня, покрытых колониями живых кораллов, либо в виде бугров неправильной формы, разделенных промоинами. Эту область предлагается называть рампартом. В пределах рампарта происходит накопление щебня, гальки и гравия.

Внутренний риф-флет примыкает к лагуне и характеризуется интенсивной аккумуляцией песчаного, гравийно-галечного, а иногда и валунно-глыбового материала.

Внутренний склон рифа представляет собой поверхность различной крутизны, переходящую в дно лагуны. Поверхность известняка изрыта ложбинами и ямами, разделенными остроконечными гребнями. В отличие от внешнего склона рифа относительные превышения имеют здесь меньшие размеры. Аккумулятивные формы внутреннего склона рифа представлены лагунным валом - аналогом рампарта на внешнем склоне, лагунными косами и конусами выноса, образующимися в устьях промоин, дренирующих риф-флет.

Дно лагуны - наиболее глубоководная часть ее с глубинами от 5 до 100 м, являющаяся областью аккумуляции кораллового или халимедового песка и ила. Чем дальше от рифового плато, тем глубже лагуна, выше внутрिलाгунные рифы и шире песчаные поля. Часто внутрिलाгунные рифы становятся тоньше ко дну, а верхние части

образуются толстыми ветвистыми колониями, находящимися на уровне отлива. Дно лагуны покрыто пылевидными частицами известняка, выпадающими из перенасыщенного раствора лагунных вод при их сильном прогреве. Вообще химические процессы занимают важное место в рифовом комплексе, определяя существенные черты седиментации не только в лагуне, но и в пляжевых осадках, в которых цементацией формируется пляжевая скала - бичрок.

Рифовый комплекс - не только место обитания кораллов. По видовому разнообразию рифам нет равных среди морских местообитаний. На рифах обитает множество горгонарий (рифовых кораллов), имеющих форму растительности - кустов, деревьев, прутьев и т.п.

В составе коралловых сообществ много видов простейших многоклеточных животных - губок. Тело губок пористое, и они питаются путем фильтрации вод, очищая их от взвесей. Они также тяготеют к участкам рифа с проточной водой, избегая застойных вод лагун. Широко представлены в коралловом сообществе различные виды донных организмов - известковые водоросли, актинии, черви, огромные раковины - тридакны и тромбусы, морские ежи и звезды. Морские ежи живут на прибрежных каменистых отмелях в зарослях кораллов и питаются, соскабливая водоросли и бактериальную пленку с поверхности дна. На коралловых рифах изобилуют ракообразные: крабы, креветки, лангусты, раки-отшельники и др. Грозой коралловых рифов стала морская звезда *Acanaster planci* ("терновый венец"). В 60-х годах этот страшный враг кораллов бурно размножился и нанес огромный ущерб рифам Австралии. Эти звезды поедают мягкие ткани кораллов, и восстановление рифов становится возможным лишь через 10 лет. Высказывалась гипотеза, согласно которой виновником катастрофического размножения "тернового венца" стал человек, уменьшивший путем сбора популяцию брюхоногих моллюсков, которые питались морскими звездами и ограничивали их численность.

Небольшая гастропода *Drupella* нанесла значительный ущерб рифам западной части Тихого океана. Сильные разрушения коралловым рифам наносят сверлящие организмы - некоторые виды моллюсков, губок и червей. Но на первом месте в ряду разрушителей рифов стоят рыбы. В некоторых районах они потребляют около трети годового прироста кораллов. Среди них широко известны рыбы-попугаи, обладающие крепкими зубами для откусывания веточек кораллов и кусочков известковых водорослей. Обкусывая кораллы, они выделяют затем перетертые частицы песка. Одна такая рыба способна произвести сотни килограммов кораллового песка. Из-за деятельности эродирующих организмов коралловое покрытие поверхности составляет от 40 до 80%. На Барбадосе определено (Warner, 1984), что биообразия обеспечивает удаление  $0,14 \text{ кг CaCO}_3 \text{ м}^{-2} \text{ г}^{-1}$  с поверхности живых кораллов, но  $2,2 \text{ кг CaCO}_3$  - из рифовой скалы. Еще выше оценки биообразии известняков губками на Ямайке - более  $7 \text{ кг CaCO}_3 \text{ м}^{-2} \text{ г}^{-1}$ .

Однако биоабразия рыб и ежей еще более серьезна - от 0,1 кг для рыб до 15 кг - для морских ежей на Барбадосском рифе.

### Карбонатная продукция коралловых рифов

Карбонатная продукция коралловых рифов разделяется на три вида: потенциальную, валовую и чистую продукцию (Chave, Smith a. Roy, 1972). Потенциальная продукция  $P$  - количество кальцита, производимое на единицу площади рифа каким-либо организмом или колонией организмов. Валовая продукция  $G$  - количество кальцита, производимое на единицу площади рифа.  $G$  определяется суммированием потенциальной продукции каждого организма, обитающего в пределах рифа, с учетом доли площади, занимаемой этим видом. Чистая продукция  $N$  - количество кальцита, постоянно производимое рифовой системой. Чистая продукция представляет разность валовой продукции и механических, химических и биологических потерь кальцита.

Все перечисленные виды продукции кальцита измеряются в граммах  $\text{CaCO}_3$  на  $1\text{ м}^2$  в год.

При вычислениях потенциальной продукции известняка организмами принято, что известняковые организмы имеют плотность  $1\text{ г см}^{-3}$ . Это соответствует содержанию  $\text{CaCO}_3$  в 37 % по объему. Лишь немногие известняковые организмы отличаются от этого соотношения самое большее в 2 раза, что и является основанием для принятия соответствующего допущения. Оценка потенциальной продукции большинства видов кораллов, а также зеленых водорослей *Halimeda* и *Penicillus*, красных водорослей, микро- и макромоллюсков, ежей и формаминифер приводит к заключению о величине ее порядка  $10^4\text{ г CaCO}_3\text{ м}^{-2}\text{ год}^{-1}$ . Удивительно, что, несмотря на различающиеся на два порядка величины длительности жизненного цикла каждого из видов, несмотря на различие на пять порядков величины массы каждого из организмов, размеры потенциальной продукции кальцита у них очень близки. Лишь у коралла *Acropora*  $P = 10^5\text{ г м}^{-2}\text{ год}^{-1}$ .

Оценка валовой продукции  $\text{CaCO}_3$  может быть выполнена при учете процента площади рифа, покрытого теми или иными организмами. Видовой состав продуцентов известняка, однако, существенно различен для отдельных участков рифа. С этой целью выделяются четыре типичных провинции:

1. Мелководное песчаное плато с известняковыми водорослями, находящееся под защитой тылового рифа, или лагуна.
2. Коралловые сооружения на песке - полузащищенная экологическая ниша.
3. Водорослевый вал, зона разрушения волн.
4. Полностью покрытый кораллами внешний склон рифа, подверженный сильному воздействию волн.

Покрытие поверхности провинции песчаного плато зелеными водорослями *Halimeda* и *Penicillus*, а также макро- и микромоллюсками

составляет по 1% на каждый вид, и валовая продукция этой провинции равна  $4 \cdot 10^2$  г  $\text{CaCO}_3$   $\text{м}^{-2}$   $\text{год}^{-1}$ .

Основная часть продукции провинции коралловых сооружений на песке создается кораллами, и прежде всего видами Асгорога. Валовая продукция этого участка рифа, как и продукция водорослевого вала, составляет  $10^4$  г  $\text{CaCO}_3$   $\text{м}^{-2}$   $\text{год}^{-1}$ .

Внешний склон полностью покрыт кораллами и обеспечивает максимальную валовую продукцию  $6 \cdot 10^4$  г  $\text{CaCO}_3$   $\text{м}^{-2}$   $\text{год}^{-1}$  главным образом за счет 50%-ного покрытия склона кораллом Асгорога.

Исходя из величин площадей, занимаемых лагуной (77%), рифовым плато (11%), водорослевым валом (3%), верхней частью склона (3%), нижней частью склона (7%), получена общая оценка величины валовой продукции для кругового атолла, составляющая  $7 \cdot 10^3$  г  $\text{CaCO}_3$   $\text{м}^{-2}$   $\text{год}^{-1}$ . Соответствующее значение для комплекса барьерного рифа равна  $8 \cdot 10^3$  г  $\text{CaCO}_3$   $\text{м}^{-2}$   $\text{год}^{-1}$ .

При этом имелось в виду, что лагуна занимает 50% площади рифа, риф-флет - 25, водорослевый вал - 5, верхняя и нижняя части склона - соответственно 5 и 15 %. Для окаймляющего рифа, характеризующегося отсутствием лагуны, валовая продукция составляет  $10^4$  г  $\text{CaCO}_3$   $\text{м}^{-2}$   $\text{год}^{-1}$ .

Валовая продукция может характеризовать действительное положение вещей лишь при условии незначительной потери  $\text{CaCO}_3$ . В том случае, когда потери становятся заметными, чистая продукция кальцита будет отличаться по величине от валовой продукции. Оценку реальной величины чистой продукции можно получить, исходя из представления о необходимости сохранения постоянства глубины над рифом в условиях современного повышения уровня моря, что достигается определенным уровнем биогенной продукции кальцита за вычетом потерь. Принимая пористость аккумулируемого известняка в 50%, постоянство глубины над рифом при повышении уровня океана может быть достигнуто величиной чистой продукции, примерно равной  $10^3$  г  $\text{CaCO}_3$   $\text{м}^{-2}$   $\text{год}^{-1}$ .

Сохранение коралловых построек в течение по крайней мере последних 15 тыс. лет предполагает возможность их роста со значительно большими скоростями по отношению к тем, которые известны по наблюдениям последнего века.

Максимальная известная скорость роста кораллов  $250$  мм  $\text{год}^{-1}$ , по-видимому, близка к верхнему пределу продукции  $\text{CaCO}_3$ . Однако последние исследования указывают на повышение уровня океана около 11 тыс. лет назад со скоростью, составившей несколько метров в год. Эти скорости повышения уровня океана явились жестоким испытанием для ряда видов кораллов. Несомненно, что некоторые из существовавших коралловых построек должны были погибнуть. И действительно, трудно другим способом объяснить существование обширных пространств относительно мелководного дна, например, в северо-западной части Индийского океана, занятого мертвыми коралловыми постройками.

## Другие биогенные берега и рельефообразующая роль морских животных

Наряду с рифогенными берегами, где ведущие процессы осадконакопления и рельефообразования определены биотическими факторами, существует множество типов берегов, где биота в значительной мере или подчиненно участвует в продуцировании наносов, их преобразовании, а также и непосредственно создает или преобразует формы рельефа. По существу, на берегах океана нет полностью абиогенных участков. Даже подводный склон ледяных берегов Антарктиды не составляет исключения.

Органический мир участвует практически во всех процессах, создающих рельеф в береговой зоне. В зонах повышенной гидродинамической активности следы обитания флоры и фауны, как правило, отсутствуют, а за их пределами могут иметь и рельефообразующее значение. Разнообразные микроформы рельефа можно наблюдать в тыловой зоне пляжа. Это следы отдыха, следы ползания животных, а также следы птиц, опускающихся на пляж для отдыха и в поисках пищи. Эффективность работы живого мира заметна по всему профилю береговой зоны, включая его наземную часть. Таким образом, биогенному фактору в береговой зоне свойственны черты азональности.

Поверхность береговой зоны, за исключением ограниченных участков, часто довольно плотно заселена различными бентосными сообществами, которые тесно связаны с донными осадками. В областях, характеризующихся низкими скоростями осадконакопления и низкоэнергетическими условиями, бентосные организмы влияют не только на процессы седиментации и осадкообразования, но и участвуют в осадкообразовании.

В ряде работ (Lee, Scharz, 1980; Rhoads, Boyer, 1982; Seibold, Berger, 1982; Артюхин, Алексеев, 1989; Друщиц, Сафьянов, 1995) рассматривается взаимодействие системы органический мир - осадок, и как одно из следствий ее функционирования - образование специфических форм рельефа.

По результатам этих натурных исследований биологическая переработка осадков на дне океана оценивается как процесс глобального геохимического значения, подчеркивается его решающая роль в мобилизации и транспортировке осадочного материала и процессах седиментации. Бентосные и придонные организмы воздействуют на модификацию условий отложения осадков следующим образом: 1) изменением характеристик отдельных частиц, их вертикального и горизонтального распределения и, следовательно, их способности к осаждению; 2) изменением физико-механических характеристик осадка, таких как влажность, пористость, сопротивление сдвигу и т.д.; 3) искажением пограничных слоев потока вследствие изменения поверхности дна. Это воздействие может

классифицироваться либо как связывание, либо как дестабилизация. Например, ходы мелких бентосных беспозвоночных увеличивают мелкомасштабную шероховатость дна, что повышает степень вовлечения осадков в движение. С другой стороны, перемешивание отложений некоторыми организмами, одновременно с выделением слизи, сопровождается склеиванием частиц, что уменьшает их мобильность и способствует консервации рельефа.

Деятельность органического мира помимо собственно рельефообразования от макро- до микроформ за счет аккумуляции и эрозии, может способствовать консервации или выравниванию ранее выработанного рельефа, влиять на рельефообразование как фактор, мобилизующий материал, поставлять инертный строительный материал.

Рассмотрим характеристики органического мира относительно вклада его отдельных групп в рельефообразование в береговой зоне.

Важнейшей группой организмов, вовлеченных в процесс рельефообразования в береговой зоне являются донные беспозвоночные.

Суммарная биомасса донной фауны Мирового океана составляет около 10 млрд тонн (Беляев, 1985). Основные концентрации донного населения сосредоточены на прибрежных мелководьях, среднее отношение продукции к биомассе для всего донного населения должно быть больше 0,5. Это означает, что годовая продукция бентоса - не менее 5 млрд тонн в год. Значительная часть этой продукции поступает в береговую зону в виде наносов, представляющих скелетные остатки организмов, - ракуши, детрита, фораминифер и др., а часть продукции поступает в осадки в виде органического вещества. Вещество, созданное в ходе биосинтеза, может быть использовано многократно.

Характерно, что биогенные наносы самоукрупняются в процессе роста. После отмирания скелетные остатки поступают в верхнюю часть береговой зоны, где подвергаются интенсивному износу, а затем в измельченном виде выносятся на подводный береговой склон или выводятся за пределы береговой зоны. Результаты участия бентоса в создании рельефа непосредственно связаны со способом его питания.

Обилие и преобладание в составе бентоса сестоноядных животных, обладающих мощными фильтрующими аппаратами и ловчими сетями, ведущими прикрепленный образ жизни (губки, усоногие, ракообразные, асцидии, плеченогие, ряд двустворчатых моллюсков и др.) указывают на наличие в местах их нахождения активной гидродинамики, жестких грунтов с небольшим содержанием органического вещества, обильного взвешенного в толще вод сестона, поступающего из продуктивных поверхностных слоев и за счет прибрежных макрофитов или берегового стока. Преобладание в составе

морского донного населения подвижных сестонофагов (различные двустворчатые моллюски, амфиподы, плоские ежи и т.д.), питающихся из сравнительно тонкого придонного слоя, указывает на распространение песчаных осадков и менее активной, чем в районах распространения неподвижных сестонофагов, динамики вод (Кузнецов, 1980).

Донные осадки от мелких песков до пелитовых и глинистых илов включительно могут быть использованы не только как субстрат, но и как источник пищевого материала. Обитающие на этих грунтах беспозвоночные могут добывать пищу как из воды, так и из осадка. На глубине 20 см в толще грунта поедает органический материал голотурия *Malpadia oolitica*, подолгу остающаяся без движения на одном месте. Она зарывается вертикально в грунт на всю длину своего тела. Из-за интенсивного питания голотурий в подповерхностном слое осадка образуются пустоты, которые вызывают микроползны (Соколова, 1958). Толщина слоя осадка, который может быть использован донными организмами для питания, изменяется от десятков сантиметров до 1 мм и менее, в зависимости от условий захоронения и степени преобразованности захороненного органического вещества (рис.155)

Разнообразие фауны береговой зоны моря очень велико. Для видов оно достигает порядка сотни тысяч. Био- и фитocenозы способны создавать биомассу от 1700-2500 г/см<sup>2</sup>/год (коралловые рифы) до 120-350 г/см<sup>2</sup> /год (морские луга) и 100-150 г/см<sup>2</sup>/год (арктические соленые марши) (Carter, 1989).

Все многообразие морского донного населения по источникам и способам получения пищи можно объединить всего в три основные экологические категории: сестонофагов (прикрепленных и свободно живущих), детритофагов (собирающих детрит с поверхности и безвыборочно заглатывающих грунт) и плотоядных.

Биогенное рельефообразование является результатом жизнедеятельности органического мира. Большое значение в этих процессах имеют способы питания, трофические связи и климатическая зональность.

Рассмотрим некоторые формы биогенного рельефа. На внутреннем шельфе Колумбии (Гуахара) сформировался крупный водорослевый биостром. Органогенная карбонатная седиментация протекает в условиях аридного климата и пассатов, вызывающих апвеллинг и усиливающих волновую активность. Источник материала - багряные водоросли, а также моллюски, мшанки, фораминиферы [Pujos, Javeland, 1992].

В береговой зоне встречаются также такие положительные формы рельефа, как ракушечные банки. Они широко распространены в Черном и Каспийском морях. Часто такие банки создаются различными видами устриц. Эти устричные колонии способны сопротивляться активному воздействию волн и течений. В прибрежных районах Северной Каролины, Техаса, Луизианы, в заливе Сан-Мишель

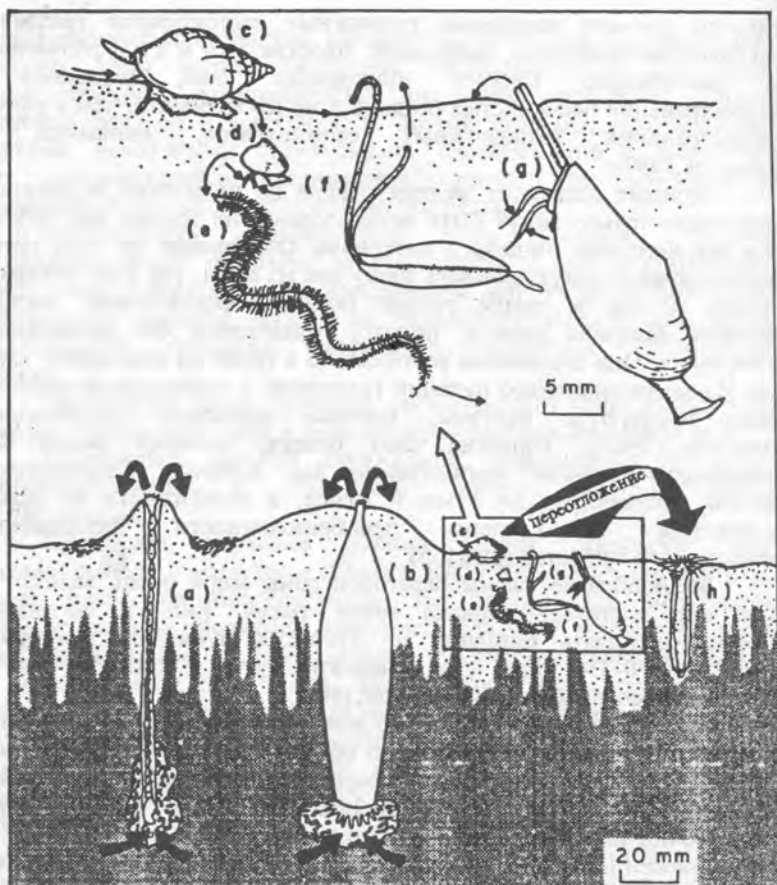


Рис.155. Рельефообразующая работа некоторых видов бентоса (Март, 1967). Окисленные отложения выделены крапом, редуцированные — плотной штриховкой

(Панама) известны линейные ракушечные формы. Они имеют строго линейную форму, располагаются под острым или прямым углом к берегу. Они рассеивают волновую энергию и способствуют стабилизации обстановки в береговой зоне. На них расселяется устричная молодь (Леонтьев, 1963; Levois, 1992).

Биогенное осадконакопление может быть достаточно интенсивным и в довольно суровых условиях арктических морей, а кроме того и при действии сильных течений. Так в Святоносском

районе Воронки Белого моря формирование залежей ракуши "белянуши" (скелетных остатков белянусов) мощностью до 3,6 м с концентрацией карбонатного детрита до 90% произошло на протяжении последних 5-6 тысячелетий при действии реверсивных приливо-отливных течений со скоростями до 1,5 - 2 м с<sup>-1</sup>.

Органический мир в береговой зоне не всегда характеризуется созидательной деятельностью. В результате биоэрозии может формироваться рельеф, подобный мезоформам ветрового выветривания. На обнажившихся старых коралловых рифах можно наблюдать пустоты, глубокие ниши, клифы с козырьками. Поверхность их всегда неровная, шероховатая, с острыми выступами. Эту разрушительную работу производят эндолиты, водоросли, обитающие на каменистом субстрате. Они проникают в породу, нарушенную ранее сверлящими моллюсками, губкой *Cliona*, двустворчатой *Lithopada* и другими сверлящими организмами.

Значительное влияние на рельеф могут оказывать рыбы. По подводным наблюдениям В.П.Зенковича в восточной части Черного моря, в результате воздействия барабули на дно, расположенные на крутых склонах осадки начинают сползать вниз. За минуту одна барабуля обрабатывает около 100 г песка; на одном м<sup>2</sup> может сосредотачиваться около 20 экземпляров рыб, т.е. с одного м<sup>2</sup> сходит вниз 2 кг осадков в минуту, а за полсутки - тонна.

Наибольшим разнообразием и распространением отличаются микроформы рельефа, созданные органическим миром в береговой зоне. Как результаты их жизнедеятельности, так и сами особи создают неровную шероховатую поверхность. Строителями донных форм могут быть и крупные млекопитающие, птицы и рыбы, и простейшие организмы. Положительные формы рельефа до 30 см образуются полихетами и голотуриями, отрицательные - бентосными рыбами, декаподами, морскими ежами. Микроформы представляют собой мелкие депрессии, желоба, ямы, борозды, оставленные животными в периоды питания, отдыха, перемещения, размножения. Естественно, микрорельеф сохраняется за пределами зоны волнового разрушения, лучше всего - на приливно-отливных равнинах, в лагунах, эстуариях, заливах, дельтовых областях.

Холмики высотой от 2 до 10 см из осадка, пропущенного через кишечник, оставляют некоторые полихеты, двустворчатые моллюски, зарывающиеся голотурии, некоторые звезды. Голотурии, питающиеся поверхностными осадками, и ежи оставляют после себя фекальные шнуры и борозды. Ширина борозды соответствует ширине тела животного. Так, у мелководного ежа *Meoma verticosa* она составляет в среднем 13 см. Норы или холмы чаще всего связаны с присутствием полихет. Диаметр нор - 1-10 мм, глубина проникновения - 10-40 см. Норы иглокожих могут достигать 10-35 см в диаметре. Ходы двустворчатых моллюсков имеют размеры 5-10 см в ширину, в толщу осадка они проникают до 40 см.

Фауна может и выравнивать рельеф. Так, в условиях Черного моря, раки-отшельники за довольно короткое время могут уничтожить волновую рябь. Искусственно созданные акванавтами на глубине 15 м рифели высотой 5 см, длиной 100 см, расположенные на расстоянии 20 см один от другого, в штилевую погоду сгладились за 15 суток.

Биоценозы, заселяющие береговую зону, могут защищать поверхность дна от различных воздействий. В северо-восточной части Черного моря на коренных породах развит биоценоз цистозир, предохраняющий их от истирания и задерживающий мелкозернистые осадки. Биоценоз мидий, развитый в верхней части шельфа, также бронирует осадки от размыва и коренные породы от истирания (Айбулатов, 1990).

В зависимости от физиологии и экологической ситуации биота может оказывать косвенное влияние на рельефообразование, дестабилизировать или, наоборот, стабилизировать осадочный покров, тем самым способствовать созданию новых форм рельефа или сохранять старые.

Пеллетизация осадка изменяет механизм его движения. При взаимодействии с потоком длительная пеллетизация может весьма существенно изменить не только критические условия вовлечения осадка в движение, но и привести к другому способу его переноса: от суспензионного - к влекомому транспорту (Nowell et al, 1981). Биотурбация поверхностных осадков изменяет их физико-механические свойства, повышает способность к переотложению.

Таким образом, биогенное рельефообразование в береговой зоне имеет широкое распространение. Весь органический мир от простейших до высокоорганизованных животных в процессе жизнедеятельности тем или иным образом участвует в процессах формирования рельефа. Биогенное происхождение могут иметь как макро-, так и микроформы. Органический мир создает острова, определенные типы береговой зоны, мезо- и микрорельеф. Причем созидательная деятельность характерна как для животного, так и для растительного мира. Флоре и фауне часто свойственна защитная функция в системе береговой зоны; кроме того, они консервируют ранее образованные формы различного масштаба. Косвенное участие биоты в процессах рельефообразования сводится к мобилизации или стабилизации осадочного материала.

Однако, несмотря на достаточную устойчивость к различным природным катастрофам, агенты биогенного рельефообразования, в отличие от физических, подвержены экологическим стрессам. Изменение экологической обстановки может привести к ухудшению питания, нарушению репродукционных функций, то есть к угнетению вида - строителя рельефа, а тем самым и к изменению самого рельефа и направления его развития.

## 29. ЭСТУАРИИ И ЛАГУНЫ

Среди исследователей эстуариев наибольшее распространение имеет определение Д. Притчарда: "Эстуарий - полузамкнутый прибрежный водоем, который имеет свободное сообщение с морем и в пределах которого морская вода в известной степени разбавляется пресной водой, поступающей вследствие дренажа суши" (Pritchard, 1967, p.3). Дж. Дэй трансформирует определение Д.Притчарда: "Эстуарий - частично замкнутый прибрежный водоем, вода которого постоянно или периодически сообщается с морем и в пределах которого существует заметное изменение солености, вызванное смешением морской воды с пресной водой, поступающей вследствие дренажа суши".

Чем углубленнее изучались эстуарии, тем более уникальными представлялись объекты исследования. Приведем лишь некоторые из их свойств.

Скорости осадконакопления в пределах эстуарийных акваторий в 1000-10 000 раз превышают скорости осадконакопления в океане в среднем. Для поступающего со стоком вод суши взвешенного и влекомого материала эстуарии представляют непреодолимый барьер. Здесь же, в области смешения морских и пресных вод, существует и геохимический барьер. Казалось бы, в условиях обильного поступления терригенного материала и химической седиментации эстуарии должны были бы быстро исчезать. Во многих случаях действительно сокращение их акваторий удается проследить. Но вместе с тем они как будто обладают механизмами компенсации поступления избыточных количеств материала.

Эстуарии представляют собой один из активнейших центров химических превращений. Химический раствор морской воды взаимодействует здесь с обильным набором микроэлементов и соединений, доставляемых в эстуарий с огромных площадей континентальных водосборов. Разнообразные химические превращения осуществляются не только в пределах вод эстуариев, но и в растворах донных осадков, где имеется значительная пестрота самой основы химической среды - от аэробных до анаэробных условий. На поверхности Земли нет другой геосистемы, где бы сложность химических взаимодействий превосходила сложность химических превращений в эстуариях.

Гидродинамический режим эстуариев также уникален. Здесь действует большое число активных факторов. Среди них морское волнение, приливные колебания уровня и индуцированные ими течения, речной сток, плотностная стратификация вод, ветровые течения, внутренние волны, действие силы Кориолиса.

Экологи рассматривают эстуарии как переходные зоны между пресноводными и морскими местообитаниями и вместе с тем отмечают, что многие из наиболее важных физических и

биологических характеристик эстуариев являются уникальными (Одум, 1975). Существенно, что эстуарии более продуктивны, чем морская среда, с одной стороны, и пресноводная - с другой.

Эстуарии занимают площадь 1,4 млн. км<sup>2</sup>, что составляет менее 0,4% поверхности океана. Однако по объему они дают более 4% чистой первичной продукции океана. Общая растительная масса эстуариев равна  $0,63 \cdot 10^9$  т С ( по углероду в сухом весе), что составляет свыше 1/3 общей растительной массы Мирового океана. Плотность же распределения растительной массы эстуариев на 2-3 порядка величин превышает плотность распределения растительной массы открытого океана. Без преувеличения можно назвать эстуарии морскими лесами.

По концентрации ресурсов чистой первичной продукции эстуарии не знают себе равных среди морских местообитаний. Средняя чистая первичная продуктивность эстуариев составляет 810 г С на 1 м<sup>2</sup> в год, и они соперничают по продуктивности с рифами и водорослевым дном, а также с влажным тропическим лесом. Примерно в 4 раза продуктивность эстуариев превосходит среднюю первичную продуктивность широко известных зон апвеллинга в океане.

Оценка разнообразия условий в океане и относительной концентрации жизни привела к заключению (Айзатуллин, Лебедев, Хайлов, 1979), что эстуарии и в этом отношении во много раз превосходят все известные местообитания океана.

Существует несколько классификаций эстуариев. Наибольшего внимания заслуживает классификация, основанная на динамике вод (Pritchard, 1967) и вместе с тем учитывающая влияние климатических и геоморфологических условий на водообмен (Day, 1981). Могут быть выделены категории нормальных эстуариев, сверхсоленых (гипергалинных) эстуариев, замкнутых, или слепых эстуариев (лагун). Среди нормальных эстуариев выделяется пять типов: 1.Высокостратифицированные эстуарии в устьях больших рек. В нижней части этих эстуариев имеется клин соленых вод, через верхнюю границу которого происходит молекулярное смешение с пресной водой. Примером может служить эстуарий Миссисипи. 2.Эстуарии, сильно стратифицированные по вертикали. К ним относятся, например, глубокие фиорды с мелководным порогом в устье. В них наблюдается двухслойная циркуляция. 3.Умеренно стратифицированные или частично перемешанные эстуарии. В таких эстуариях соленость постепенно увеличивается по направлению к морю и от поверхности к дну. При наличии двухслойной плотностной стратификации в верхнем слое суммарный перенос направлен в море. К этому типу относится большинство эстуариев приморских равнин и эстуарии затопленных речных долин, в частности большинство эстуариев атлантического побережья США. 4.Эстуарии однородные (гомогенные) по вертикали, но с меняющимися характеристиками в продольном направлении. Чаще всего эти эстуарии характеризуются большой шириной, мелководностью, сильными приливами и ветровым

перемешиванием. 5. Эстуарии однородные (гомогенные) по вертикали и в продольном направлении. Эти эстуарии обычно представляют собой узкие проливы с интенсивным приливным перемешиванием.

Группа сверхсоленых эстуариев характеризуется нарастанием солености к верховьям эстуария, что может происходить лишь в условиях постепенного испарения морской воды по мере ее движения внутрь эстуария. Эти эстуарии характеризуются слабым притоком пресных вод, имеющим обычно сезонный характер. Пример такого эстуария - лагуна Матре в Мексиканском заливе. Группа замкнутых, или слепых эстуариев включает лагуны, которые могут иметь периодическую связь с морем, но чаще изолированы от моря пересыпью. Вместе с тем гидравлическая связь их с морем осуществляется путем фильтрационных токов жидкости через тело пересыпи. Кроме того, как правило, обмен вод происходит и путем переплескивания прибойного потока через пониженные участки пересыпи.

### Циркуляция вод

Циркуляция вод осуществляется действием разнообразных процессов: от планетарного вихря (действие силы Кориолиса) до микродвижений жидкости, вызванных моллюсками-фильтраторами или зоопланктоном. В результате разнообразных движений воды регулируется химический состав среды, перемещение наносов, их размыв и аккумуляция. Они играют решающую роль в перемещении питательных веществ, в дыхании и питании, миграции личинок и жизненных циклах множества эстуарийных животных.

Движение вод в пределах эстуариев определяется как типично морскими, так и континентальными факторами. Вместе с тем переплетение этих факторов, а также особые условия, возникающие в эстуариях, приводят к действию процессов, типичных лишь для эстуариев. Среди морских факторов наиболее важны действие приливо-отливных течений и волнения. Из континентальных факторов первостепенное значение имеют величина и режим речного стока. До недавнего времени исследования динамики эстуариев основывались на наблюдениях, проводимых при относительно спокойной погоде за короткие промежутки времени, не превышающие нескольких приливных циклов. В результате этих исследований сложилось представление о двухслойной неприливной циркуляции в эстуариях (Meade, 1969; Сафьянов, Кондрин, 1982). Соленая придонная вода в среднем за несколько приливных циклов движется в сторону суши, на поверхности поток направлен к морю. Количество воды, переносимой придонным и поверхностным течением, уменьшается в сторону вершины эстуария. Горизонтальные движения дополняются вертикальными, направленными вверх в верхней части и вниз - в нижней части эстуария. Такая картина вертикальных движений подтверждается уменьшением солености в придонном течении по мере приближения к вершине эстуария, возобновлением запасов

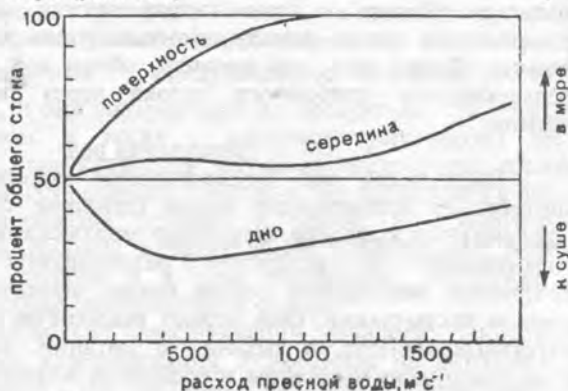
питательных веществ и поступлением осадков внешнего взморья к верховьям многих эстуариев.

Интенсивность двухслойной циркуляции определяется в основном величиной речного стока. При достаточно малом речном стоке двухслойная циркуляция отсутствует. С увеличением стока развивается двухслойная циркуляция, достигая максимальной интенсивности при некотором критическом значении. Дальнейшее увеличение речного стока приводит к возрастающему среднему переносу воды к морю на всех глубинах, при этом верхняя граница распространения придонного потока, направленного к берегу, смещается в сторону моря (рис. 156).

Рис. 156.

Изменение кривых преобладания отлива с изменением расхода воды в реке в эстуарии Саванна (Simmons, 1955):

а - движение в сторону моря;  
б - движение в сторону суши;  
1 - у поверхности;  
2 - на средней глубине;  
3 - у дна



При сравнительно большом отношении объема речного стока к величине приливной призмы (объем приливных вод в границах эстуария) могут возникать ярко выраженные эффекты подъема вод - апвеллинг. Такие случаи неоднократно фиксировались в эстуарии Конго (Заир) (Meulenberg, 1974). Апвеллинг проявляется в виде локальных областей понижений поверхностных температур в приустьевых частях проток в северной части эстуария (рис.157). Максимальные градиенты температур на совершенно незначительном расстоянии достигают 3 - 7°. Столь же эффектно проявляется апвеллинг и неожиданно высокими значениями солености поверхностных вод, зафиксированных в окружении солоноватых вод. Эти концентрической формы соленые интрузии тяготеют опять-таки к устьевым участкам проток. Явление апвеллинга прослежено для различных сезонов года. Его возникновение связано, по-видимому, с локальным снижением гидростатического давления, которое может быть вызвано спадом половодья или быстрым растеканием речной струи на взморье.

В последнее десятилетие, внимание исследователей было сосредоточено на изменчивости средней непривливной циркуляции, под

Рис. 157. Карта температур водной поверхности эстуария Заур в июле 1971 г., фиксирующая апвеллинг (Meulenberg, 1974)

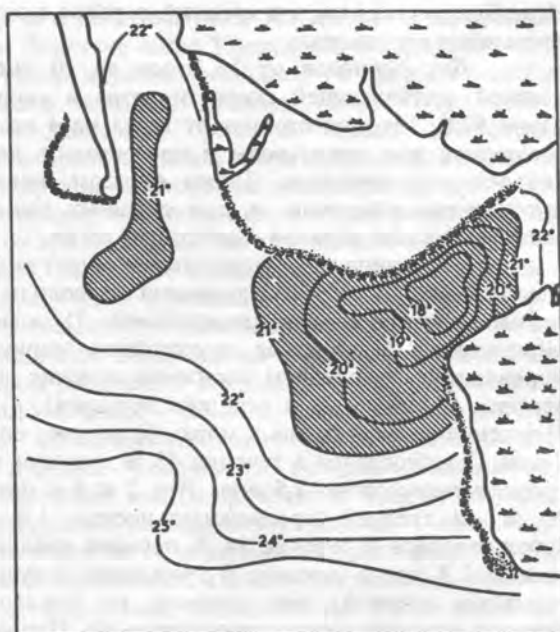
которой понимается поле скоростей после исключения периодических приливных составных (Сафьянов, Кондрин, 1982).

Средняя циркуляция в Западном проливе залива Наррагансетт может считаться типичной для умеренно стратифицированных эстуариев. В течение 39 суток здесь с помощью самописцев регистрировались скорость и направление течений.

Приливная составляющая была исключена. Полученные средние течения имели скорости на порядок величины меньше скоростей мгновенных. Вертикальные профили средней скорости течений указывают на двухслойную циркуляцию, когда течение верхнего слоя направлено к морю, а нижнего - к суше.

Наибольшая корреляция наблюдается между низкочастотными составляющими ветра и течений - она близка к 0,8 для периодов 2 - 3 дня. Зависимость прослеживается как по глубине, так и по горизонтали.

В эстуарии Провиденс спектр осевых течений имеет значительные пики, соответствующие периодам 4 - 5 дней, полусуточному и четвертьсуточному. Функция распределения кинетической энергии колебаний показывает, что 48% кинетической энергии падает на приливные частоты, причем эти колебания вызваны неприливными случайными силами. Оптимальная связь наблюдается между осевым течением и ветром, дующим вдоль направления максимального разгона. В 2 м от дна при глубине 12,5 м течения и ветер колеблются в противофазе. Осевые течения не коррелируют с расходом реки и атмосферным давлением. Среднее значение осевого течения не изменилось даже при двукратном изменении речного стока.



Это объясняется тем, что средний перенос в эстуарии на 1 - 2 порядка превышает расход реки.

Для периодов от 16 часов до 10 дней соотношение между главной составляющей скорости ветра и скоростью осевого течения равно 97%. Течения отстают от ветра на 4 часа. Эффект ветра может охватывать всю толщу воды и превосходить действие гравитационной конвекции и приливов. Таким образом, неприливный эстуарийный поток очень изменчив, и при обычных условиях эта изменчивость связана главным образом с действием ветра.

Изменчивость неприливной циркуляции изучена в эстуарии Потомак (Elliott, 1978). Измерения позволили выделить шесть типов режимов неприливной циркуляции: 1) классическая двухслойная циркуляция; 2) обратная двухслойная циркуляция; 3) трехслойная циркуляция (на среднем горизонте течение направлено к морю, на верхнем и нижнем - к вершине эстуария); 4) обратная трехслойная; 5) течение во всей толще к морю; 6) течение во всей толще к вершине. Режим 1 наблюдался в течение 43 % времени наблюдений со средней продолжительностью 2,5 дня. Тип 2 и 6 - приблизительно в течение 20 % со средней продолжительностью 1,6 дня. Остальные типы фиксировались в течение 14 % периода наблюдений с продолжительностью 1,5 дня и меньше. В приливных эстуариях скорость приливо-отливных течений, как правило, на порядок величин превышает скорость средних, неприливных течений. Приведем некоторые данные, характеризующие приливную циркуляцию в эстуариях.

В умеренно стратифицированном эстуарии Саванна на атлантическом побережье США увеличение скорости приливных течений особенно ярко проявляется для придонного слоя даже в 16 км выше устья реки и, конечно, для основной части эстуария ниже устья реки. В фазу прилива скорости достигают  $60-80 \text{ см с}^{-1}$ , а при отливе -  $40-60 \text{ см с}^{-1}$ . Наибольшие значения мутности в придонном слое наблюдаются во время роста уровня, и максимальные значения концентрации взвесей более чем в 1,5 раза превосходят максимальные придонные концентрации взвесей во время снижения уровня и отлива. Высота прилива около 2 м.

Эффект действия силы Кориолиса особенно заметно проявляется для сравнительно широких эстуариев. В заливе Фанди (Канада), имеющем при входе ширину около 90 км, средняя амплитуда прилива увеличивается от 4 м на входе до 15 м в верховьях. Действие вращения Земли проявляется в поперечном наклоне уровня водной поверхности справа налево (в северном полушарии) для наблюдателя, обращенного лицом в направлении вниз по течению. На юго-восточном берегу амплитуда прилива на 10,5 % выше по сравнению с северо-западным берегом. По-видимому, такой поперечный перекося уровня должен сопровождаться возникновением поперечных по отношению к сечению эстуария течений. Эффект силы Кориолиса, вероятно, гораздо сильнее выражен в эстуариях, вертикально стратифицированных по плотности, чем в эстуариях других типов.

Однако имеются данные и о действии силы Кориолиса в однородных по вертикали эстуариях. Действие силы Кориолиса обнаружено путем факторного анализа распределения металлов в мелкозернистых фракциях донных осадков эстуария Делавэр (Ворр, Biggs, 1981). Металлы, служащие индикатором речного стока, наибольшее распространение имели в правобережной части эстуария. Между тем металлы - индикаторы морской компоненты осадконакопления имели тенденцию к относительному накоплению в левобережной части эстуария (также вправо от динамической оси приливного потока).

Таким образом, в эстуариях происходят сложные движения вод, стратифицированные по вертикали. В придонном слое большинства эстуариев существует довольно протяженная область встречного движения жидкости, тогда как на поверхности преобладает сток в море. На некотором расстоянии в придонном слое наблюдается конвергенция (схождение) течений - речного, направленного вниз по эстуарию, и морского, направленного вверх. Положению этой нейтральной линии нулевых скоростей, которая обнаруживает сезонные более высокочастотные колебания вверх и вниз по эстуарию, должно отвечать существование восходящих скоростей - апвеллинга. Действительно, в ряде случаев апвеллинг прослеживается по физическим и химическим особенностям воды. Но, пожалуй, наиболее выразительно его проявление в виде существования более или менее устойчивого явления в эстуариях - максимума мутности. Подъем вод в эстуариях сам по себе может приводить к резкому повышению "плодородия" эстуарийных вод. Апвеллинг дополняется существованием опусканий вод (даунвеллинга) в нижних частях эстуариев.

Расход "наведенной" речным стоком циркуляции примерно в 20 раз превышает расход речного стока. Таковы последствия вовлечения морских вод в движение. Здесь имеет место своеобразный феномен раскручивания циркуляции.

Вихри представляют собой наиболее эффективные формы переноса и обмена водных масс эстуария и связанных с ними разнообразных веществ и свойств. Вихревые движения вод с горизонтальной осью дополняются и видоизменяются действием силы Кориолиса.

К названным видам движений присоединяются ветровые волны и течения волновой природы. У проливов, соединяющих эстуарии с морем, развиваются течения, направленные на выравнивание различий уровней. Однако эти различия вновь восстанавливаются и служат стимулом для развертывания течений, направленных опять-таки к выравниванию уровня.

Еще один вид течений вызывается действием организмов, обитающих в эстуариях. В частности, лишь бентосные организмы способны к фильтрационной работе такого масштаба, которая вполне сопоставима с действием приливов.

Следовательно, самое общее свойство гидрологии эстуариев - исключительно высокая проточность их вод. Таким образом, эстуарии представляют собой мощные смесители вод с различными свойствами.

### Литодинамика эстуариев и лагун

До недавнего времени движение терригенного материала в эстуариях определяли в виде простой арифметической схемы сложения колебательных приливо-отливных движений со стоком реки, что и приводило в итоге к переносу жидкости и обломочного материала в сторону моря. Действительность, однако, оказалась сложнее. На поверхности и в самом деле преобладало движение взвесей в море. Однако в придонном слое целый ряд признаков указывал на перемещение осадков из моря в эстуарий. В частности, комплексы минералов и текстурные особенности отложений свидетельствуют, что с близрасположенных пляжей открытого берега и с подводного берегового склона наносы поступают в эстуарии Северной Европы, Ла-Платы, Жакина в Орегоне (США), атлантического побережья США (Meade, 1969).

Придонное перемещение осадков вверх по эстуарии возникает вследствие асимметрии скоростей приливных течений, т.е. преобладания в придонном слое приливных скоростей над отливными (рис. 158).

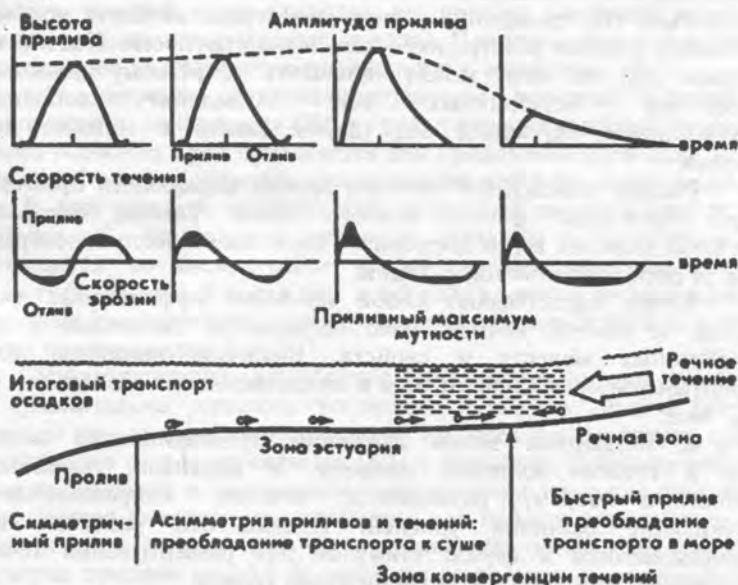


Рис. 158. Схематическая диаграмма иллюстрирует действие приливной асимметрии в эстуарии, приводящее к направленному в сторону суши перемещению взвешенных наносов и формированию максимума мутности у предела проникновения приливных течений (Allen et al., 1980)

Бюджет осадков отдельных эстуариев также указывает на преобладание в них аккумуляции. Так, в среднем 5,5 млн. м<sup>3</sup> осадочного материала накапливалось каждый год в навигационном канале эстуария Саванна, из которого рекой вынесено лишь 1,5 млн. м<sup>3</sup>. Другие возможные источники осадков - поступление с примыкающих маршей, а также промышленные и коммунальные отходы - очень малы по сравнению с этими величинами. Однако в верхнем этаже при существовании плотностной стратификации прослеживается устойчивое удаление взвесей из эстуария. Относительная роль переноса осадков из эстуария в море определяется "высотным" распределением концентраций взвеси, направлений и величин скоростей. Во время квадратурных приливов придонные скорости оказываются недостаточными для широкого вовлечения осадков во взвесь, и она образует устойчивый локализованный максимум мутности.

В общем случае сложение приливных скоростей (при преобладающем движении к берегу) со стоком реки создает условия, при которых в определенной области эстуария постоянно поддерживаются высокие скорости течения (при отсутствии заметного преобладания в направлении движения) и максимальные концентрации взвеси.

Важную роль играет существование вертикальных, направленных вверх скоростей, хотя бы и небольших по величине. Таким образом, формируется система удержания осадков внутри эстуария, со стороны реки ограниченная пределом проникновения соленых вод (галоклина), а со стороны моря - резким снижением транспортирующей способности вследствие уменьшения скоростей движения воды.

При совпадении экстремальных значений стока речных наносов и действия сизигийных приливов иногда возникает возможность для частичного экспорта осадков из эстуария даже в придонном слое (рис.159).

Однако наиболее реален и обеспечен гидродинамическими условиями экспорт в поверхностном горизонте.

Важное значение для характеристики экстремальных условий имеет рассмотрение распределения притока наносов в эстуарий во времени. Одним из объектов, на котором могут быть прослежены последствия экстремального воздействия, является верхняя часть Чесапикского залива. В течение многих лет более чем 70 % общего годового стока наносов, составляющего в среднем 10<sup>6</sup>т, поступает из р.Саскуэханна за период в несколько недель. Годовой сток взвесей занимает по времени лишь около 10 % года. Примерно 75 % этого притока осадков откладывается в верхнем 25-30-километровом отрезке эстуария выше предела проникновения галоклина. В течение остальной части года отложившийся материал перерабатывается и перераспределяется приливными течениями и ветровыми волнами.

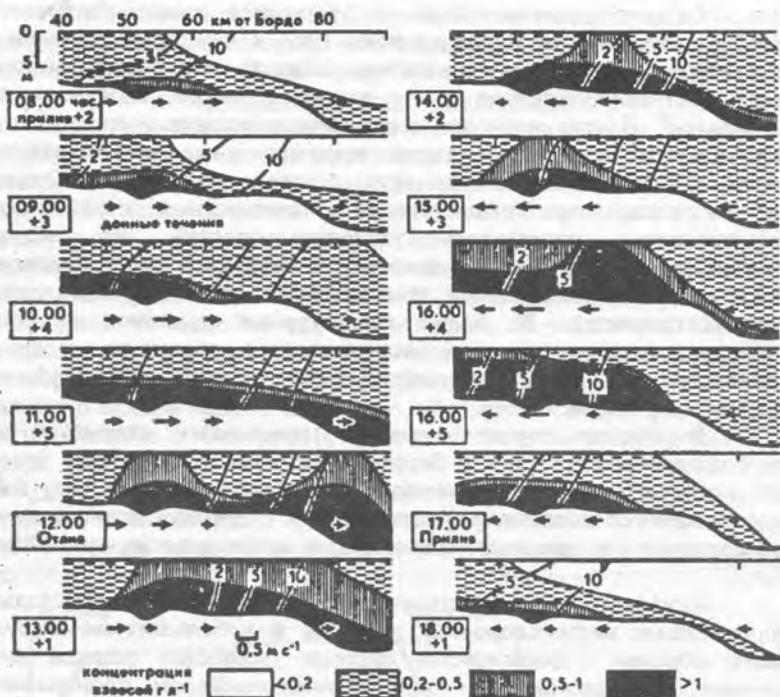


Рис.159. Продольная эволюция максимума мутности в южном канале эстуария Жиронда в течение полусуточного приливного цикла при сизигийном приливе и высоком значении речного стока, май 1974 г. (Allen et al., 1976)

Изредка годовой цикл седиментации прерывается эпизодами необычных погодных условий, сопровождающихся экстремальными значениями речного стока. Такой случай имел место, в частности, при прохождении тропического шторма Агнес. В результате измерений, проведенных в устье р.Саскуэханна (Schubel, 1972, 1978), определено, что в течение 10 дней действия этого урагана из реки в верхнюю часть залива поступило более 31 млн. т осадков, что более, чем в 30 раз превышает годовое поступление. В верхних 30 км залива за период в несколько недель отложился слой осадков мощностью 10-30 см при среднем значении 17 см. Средняя скорость седиментации в этом районе в течение обычных лет составляла около 0,7 см в год. В 1972 г. верхняя часть Чесапикского залива "постарела" на 30 лет в течение 10 дней вследствие действия наводнения с интервалом повторяемости в 200 лет.

Изучение распределения свинца ( $Pb^{210}$ ) в составе осадков позволило установить "возраст" другого урагана, который наблюдался в 1936 г. и хотя уступал последующему урагану Агнес по величине максимального стока воды, но действовал в течение большего времени и оставил 30 см осадков. Таким образом, в результате этих двух кратковременных событий отложилось более половины из 90 см толщи осадков за период с начала века до 1975 г.

Эстуарии подвергаются столь же катастрофическим воздействиям и со стороны моря. Воздействие ураганных штормовых волн на внешнее обрамление эстуариев сопровождается размывом берегов, который может достигать 20-50 м всего лишь за один шторм. Следует заметить, что чаще всего эти размывы имеют обратимый характер и сменяются восстановлением обычного профиля пляжа в период относительно спокойных условий. Вместе с тем на участках приливных проливов, а также при переплескивании прибоя через узкую часть аккумулятивных форм изменения рельефа и движения осадков часто имеют необратимый характер. Например, в результате действия ураганных штормов за период 1919-1971 гг. только на участке Северного прохода о. Св. Йозефа (Техас, США) со стороны залива отложилось 7,2 млн.  $m^3$  наносов. Обычно со стороны залива прослеживается несколько разновозрастных модификаций конусов перелива штормовых вод (рис. 160).

Катастрофическая седиментация сопровождается драматическими последствиями для многих обитателей эстуариев. Прежде всего это касается бентосных животных, которые в условиях высоких скоростей седиментации оказываются заживо погребенными в толще осадков. Из краткого обзора как катастрофических литодинамических явлений в эстуариях, так и обычных процессов следует, что эстуарии развиваются в условиях положительного баланса наносов и при обильном поступлении осадков из внешних источников должны быстро самоликвидироваться при условии, что не существует механизмов, способных противодействовать такому развитию событий.

Другая тенденция развития заключается в направленности рельефообразующих процессов на обмеление эстуариев.

#### Дифференциация частиц по гранулометрическому составу

Во многих случаях в эстуариях преобладает материал диаметром 3-4 мк. Он присутствует во взвеси на всех стадиях прилива. Эти частицы могут быть представлены тонким органическим материалом, живыми планктонными организмами и тонкими частицами глины со скоростями погружения около  $10^{-3} \text{ см } s^{-1}$ . Эти скорости сопоставимы с величиной средних скоростей вертикальных вторичных течений вод.

В течение приливного цикла размер частиц во взвеси может изменяться. Самые крупные частицы обычно находятся вблизи дна,

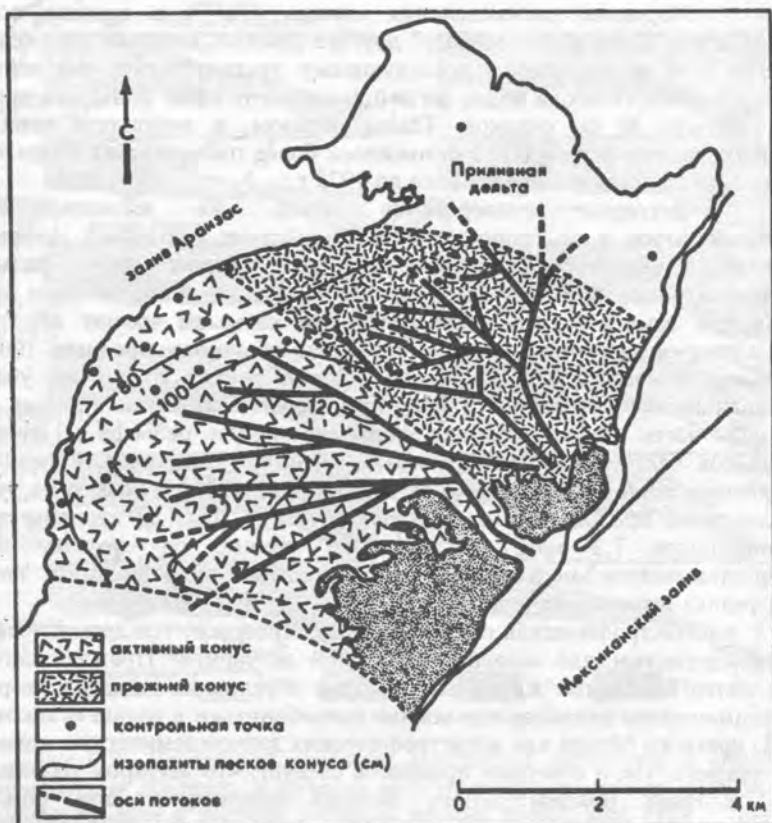


Рис.160. Конус перелива ураганного шторма в северной части о. Св.Йозефа, Техас (США) (Hayes, 1978)

однако во время приливного цикла размер частиц мало варьирует. Вместе с тем для ряда случаев установлено, что рост скоростей течений вызывает появление во взвеси более крупных частиц.

Большие различия в размере частиц прослеживаются в поперечном и продольном сечениях эстуария. Большинство эстуариев характеризуется уменьшением крупности частиц к верховьям и одновременным ростом концентрации взвешенных частиц. Наивысшие концентрации достигаются в верхней части эстуария, и они выше, чем в реке или в нижней его части. Максимум мутности, формируемый средней циркуляцией, приводит к возникновению полузамкнутой системы. Частицы, поступающие из реки, движутся в сторону моря в поверхностном горизонте, однако, достигая в ходе осаждения

придонных слоев, они вновь возвращаются в верхнюю часть эстуария. Эта работа представляет собой исключительно эффективный механизм для сортировки частиц по размеру, причем крупные частицы будут оседать на дно, мелкозернистые - выноситься из системы, и лишь частицы некоторых оптимальных размеров окажутся в "привилегированном" положении, оставаясь постоянно во взвеси.

Очевидно, что если взвесь состоит из живых существ, приспособленных для жизни в эстуарии, эти организмы получают определенные преимущества, совершая циклические круговороты. Микроорганизмы, казалось бы, не имеют в этих условиях "шансов" сохраниться в пределах эстуария. Однако если они "заинтересованы" в сохранении среды обитания, то могут прикрепиться к частицам такого размера, которые обеспечат им постоянное пребывание в эстуарии. Сверх того, "объезжая" эстуарий на частице взвеси, они могут совершать путешествие, не затрачивая на это дополнительной энергии и получая при этом значительные преимущества метаболического характера. При всей фантастичности нарисованной картины все же оказывается, что она адекватно отражает действительность.

#### Дифференциация осадков по минералогическому составу

Одним из важнейших условий, обеспечивающих возможность дифференциации осадков по минералогическому составу (по плотности), является предварительная однородность их гранулометрического состава. Однако в реальных условиях она трудно достижима. Это связано в первую очередь с разнородностью гранулометрического состава речных наносов. Например, для эстуария р. Колумбия определено следующее соотношение гранулометрических фракций в годичном стоке: песка - 2,4 млн. т, алеврита - 3,9 млн., глины - 1,5 млн. т.

Сравнительно однородным составом осадков обладает узкий залив Жакина (Орегон, США). Он врзается на 43 км в пределы суши, и его гидродинамический режим характеризуется неправильными полусуточными приливами высотой около 1,5 м. Наибольшие глубины эстуария по оси навигационного канала около 8 м. На основной части эстуария, включая максимальные глубины, преобладает тонкий и средний песок. В расширенной его части и с уменьшением глубин чистые пески сменяются сравнительно узкими полосами алевритового песка и песчанистого алеврита.

Продольное распределение тяжелых минералов указывает на постепенное увеличение их содержания от верховьев эстуария к его нижней части (от 0,6-1,2 до 8,6 % в 2 км от моря). На границе эстуария с морем происходит также некоторое снижение содержания тяжелых минералов - от 8,6 до 3,5 %. Характерно, что наряду с показательным распределением содержания тяжелых минералов происходит и смена вдоль эстуария отдельных минералов. Верхняя часть эстуария - область преобладания слюд. По мере движения к морю максимального содержания достигает авгит, а затем группа магнетит-ильменит-

хромита и одновременно гематита и лимонита. Для последнего участка в 11 км от устья эстуария характерно также наибольшее содержание выветрелых минералов и обломков пород. Максимум минералогического разнообразия отвечает смешению различных питающих провинций на этом участке. Участок от внутреннего расширения залива до его устья характеризуется увеличенным содержанием лейкоксена, диопсида, граната и гиперстена (рис.161).



Рис.161. Распределение тяжелых минералов вдоль эстуария залива Жакина на протяжении 24 миль. Справа профиль начинается в 1 миле (1,85 км) выше верховьев эстуария (Kulm, Вурте, 1966)

Наличие плотностной стратификации представляет собой фактор, способствующий дифференциации осадков по плотности. Действие галоклина вполне аналогично действию тяжелой жидкости, с помощью которой в лабораторных условиях производится отделение тяжелой подфракции от легких минералов, с тем лишь отличием, что его действие имеет количественный, но не качественный характер. Легкие минералы имеют тенденцию к соскальзыванию по наклону галоклина, и вследствие этого максимальное обогащение тяжелыми минералами достигается вблизи устья эстуария, точнее, в 4 км от моря.

Действие химических процессов в зоне галоклина приводит к интенсивному подводному выветриванию минералов, и в результате формируется максимум выветрелых минералов у подножия галоклина. В этой зоне отмечается также наибольшее разнообразие минералов, поскольку здесь имеет место конвергенция потоков наносов - морского и речного. Очевидно, что разнообразие минерального состава осадков

представляет собой чрезвычайно важный и благоприятный компонент для жизни в этих условиях.

### Коагуляция и осаждение взвеси

Многие исследователи называют эстуарии, как и устьевые области рек вообще, "царством коагуляции". Действительно, лабораторные эксперименты подтверждают флокуляцию (слипание) большинства взвешенных частиц в неподвижной воде при концентрации хлоридов от 0 до 3 частей на тысячу, при дальнейшем увеличении концентрации хлоридов нарастание флокуляции незначительно. Рост концентрации взвесей существенно увеличивает скорость оседания. Например, изменение концентрации взвесей от 530 до 1000 мг л<sup>-1</sup> ведет к увеличению скорости осаждения примерно втрое. Эксперименты подтверждают важность минералогического состава глин в процессе оседания взвеси. При одной и той же концентрации взвесей 2 г л<sup>-1</sup> наибольшая скорость осаждения наблюдается у иллита - она почти на 30 % превышает скорость осаждения каолинита и в 18 раз превосходит скорость осаждения взвеси монтмориллонита.

Однако даже при значительном насыщении воды взвесьями и реальной солености в условиях действия течений в 20 см с<sup>-1</sup> обнаруживалось отсутствие прогрессивной аккумуляции осадков на дне потока (скорость отложения взвесей уравнивалась скоростью размыва донных осадков и их перехода во взвесь).

Исследование реального распределения взвеси по длине эстуария в полевых условиях показывает, что такое распределение может быть объяснимо двумя механизмами (Meade, 1972). Первый механизм предполагает постепенное разбавление концентрации взвешенного материала, поступающего из реки, путем смешения с водами, менее насыщенными взвесьями, без его флокуляции. Вторая возможность предполагает осаждение взвеси путем флокуляции диссоциированных солей на участке, где концентрации хлоридов составляют от 1 до 3 на тысячу. Сравнение с реальным распределением взвесей и концентрации хлоридов по длине эстуария указывает на предпочтительность последнего механизма уменьшения концентрации взвеси.

### Организмы и осаждение взвеси.

Фильтрующие организмы, обитающие в эстуариях, играют огромную роль в осаждении взвесей. Характерно, что излюбленным местообитанием фильтраторов является область, расположенная ниже максимума мутности и соответствующая солености вод от 5-10‰ и выше. Многие исследования указывают на важность процесса поглощения взвеси фильтрующими организмами. Поглощая мелкодисперсную взвесь, моллюски выделяют фекальные шарики диаметром от 1 до 5 мм. Устрицы способны осажать взвесь в 8 раз быстрее силы тяжести. Среди сообществ организмов в эстуариях,

фильтрующих взвешенный материал, следует назвать кофепод, оболочников, морских уточек, разиньков, мидий, гребешков. Выделения морских уточек оседают сквозь водную толщу в сотни раз быстрее, чем исходный материал взвесей.

Несмотря на слабую изученность роли организмов в агрегации и отложении взвешенного вещества эстуариев, имеющиеся данные позволяют сделать заключение, что организмы представляют собой единственное постоянное условие седиментации в эстуариях.

#### Вращение взвесей планетарным вихрем

О распределении движения обломочного материала по горизонтам имеется довольно обширная информация, и она отчасти обсуждалась ранее. Гораздо меньше данных о плановом распределении течений по акватории эстуария. Изучение распределения течений в стратифицированных эстуариях, особенно больших по размерам, приводит к заключению о важной роли силы Кориолиса в перемещении осадков. На примере факторного анализа содержания металлов в донных отложениях эстуария Делавэр показано влияние силы Кориолиса на особенности размещения осадков (Ворр, Biggs, 1981). При обработке данных выявлены три группы факторов, описывающих 96 % всей изменчивости характеристик отложений. Первый фактор связан с отложениями древних маршей, размываемых на берегах и дне, и характеризуется преобладанием в отложениях железа, калия, лития и алюминия (50,9 % всей изменчивости характеристик). Второй фактор связан с поступлением наносов со стороны океана, и его значение уменьшается при удалении от моря. Он характеризуется преобладанием в отложениях стронция, кальция, магния и натрия (24,1 % изменчивости). Его наибольшие значения наблюдаются у левого берега эстуария. Третий фактор определяется поступлением аллювия. Его максимальные значения характерны для верховьев эстуария и его правого берега. Он включает наиболее токсичные металлы (хром, медь, свинец, ртуть и др.), а также органические вещества. На долю этого фактора приходится 21 % всей изменчивости характеристик отложений. Таким образом, металлы первой группы формируют фон, а второй и третьей - соответственно относятся к морскому и речному источникам. Сила Кориолиса вызывает отклонение речных вод и взвесей к правому берегу эстуария, тогда как приливные и влекомые ими взвеси отклоняются вправо от динамической оси потока, т.е. к левому берегу эстуария.

#### Условия сохранения эстуариев и экспорт осадков

Эстуарии обнаруживают замечательную устойчивость, и это наводит на мысль о существовании в таких районах побережий механизмов, способных компенсировать даже самое интенсивное осадконакопление. К ним относятся современное повышение уровня

океана, происходящее в среднем со скоростью 1,5 мм в год, и процесс тектонического погружения участка побережья.

Наконец, в некоторых случаях возможным средством достижения устойчивой формы эстуария является потеря части поступающих осадков в результате действия каких-либо процессов, в том числе и сравнительно редко повторяющихся. Такими процессами могут быть, например, действие тропических ураганов или уплотнение осадочной толщи при землетрясениях. Регулярные потери осадков в объемах, сопоставимых со значительными объемами поступающих аллювиальных наносов, происходит в эстуариях, продолжающихся подводными каньонами.

Гораздо более эффективным средством "уничтожения" поступающего материала служит его уплотнение при действии сильных землетрясений. Прошедшее в 1964 г. землетрясение на Аляске силой 8,5 балла охватило район приливной зоны рукава Тарнегейн. Оседание в результате землетрясения достигло 2,4 м, а в последующем произошло накопление 20 млн. м<sup>3</sup> алеврита на более чем 18 км<sup>2</sup> бывшей суши, располагавшейся выше уровня прилива.

Еще один способ "уничтожения" твердого материала - превращение твердого вещества в растворимые продукты, которые могут удаляться за пределы эстуария более или менее незаметно. И наконец, еще один возможный путь сохранения эстуария в условиях обильного притока разнообразных материалов - превращение твердых веществ в газообразные продукты, которые опять-таки могут покидать систему эстуария.

Не всегда эстуарии имеют положительный баланс наносов. Так, расчеты баланса наносов для залива Делавэр дали следующие результаты (Oostdam, 1977). Поступление аллювиальных наносов составило  $4,4 \cdot 10^6$  т в год, за счет размыва берегов и дна залива -  $3,4 \cdot 10^6$  т в год, продукция организмов составила  $0,4 \cdot 10^6$  т в год. Со стороны моря поступает донным перемещением  $1,1 \cdot 10^6$  т в год. Потери наносов складываются из суммарного оттока их в море в объеме  $7,2 \cdot 10^6$  т в год, отложения наносов в заливе -  $3,6 \cdot 10^6$  т в год, объема землечерпательных работ  $4,2 \cdot 10^6$  т в год. В результате расчетов получено превышение расхода над приходом наносов в размере  $5,6 \cdot 10^6$  т в год. Баланс наносов будет отрицательным, если даже исключить из рассмотрения землечерпательные работы.

В центральных частях залива преобладает перенос наносов в сторону моря, тогда как у берегов - перенос осадков в сторону верховьев залива. Среднее отношение стока наносов в сторону моря к стоку наносов в противоположном направлении равно 1,16. Таким образом, баланс наносов самого эстуария помогает его сохранению, несмотря на значительный приток наносов.

Скорости осадконакопления в эстуариях достигают предельных величин как для дна океана, так и в целом для земной поверхности. Ф.Шепард (Shepard, 1953) определил скорости осадконакопления для ряда лагун Техаса. Они составили 41 см за столетие на основе сравнения их батиметрии за 65 лет. Для залива Галвестон была получена цифра 36 см за столетие, определенная с помощью изотопа  $C^{14}$ . Скорость осадконакопления в проливе Миссисипи Саунд составила 39 см за столетие в течение последних 5 000 лет.

Сравнительный анализ батиметрии залива Мобил позволил установить скорость седиментации в этом эстуарии - 56 см за столетие, причем она была определена за 100 лет, тогда как радиоуглеродные датировки дают скорости осадконакопления от 3,3 до 16,4 см в столетие за последние 5-6 тыс. лет. Приведенные скорости сами по себе не являются предельными. Так, скорости осадконакопления в эстуарии Джеймс, определенные по радиоактивным изотопам  $Cs^{137}$  и  $Co^{60}$ , достигали 1-19 см в год. Значительны и скорости осадконакопления в приливных маршах. Они отличаются по величине для разных геоморфологических провинций: вблизи приливных желобов на маршах Луизианы они достигали 1,35 см в год, а в средних частях маршей - 0,75 см в год. Скорости седиментации примерно равны суммарной скорости тектонического опускания и повышения уровня океана.

Причины столь необычных скоростей осадконакопления заключаются в том, что эстуарии представляют собой физический барьер на пути движения осадочного материала от континентов к океану: около 2/3 стока речных наносов оседает здесь. Кроме того, значительная часть наносов может поступать в эстуарии со стороны океана вследствие особенностей их гидродинамики. Вместе с тем эстуарии, как указывалось ранее, - геохимический барьер. В них путем коагуляции осаждаются от 60 до 80 % растворенных в пресных водах гуминовых кислот и железа, а с ними осаждаются и многие другие элементы (Sholkovitz, 1976). Характерно, что если в составе речных вод преобладают элементы во взвешенном состоянии, то после барьера резко преобладает растворенная форма (Лисицын, Гордеев, 1974). Таким образом, в осадки поступает много элементов в реакционноспособной форме, чем обеспечивается возможность образования минералов за счет поступающих растворов.

Существование физического и химического барьеров дополняется не менее важным биологическим барьером, включающим растительные сообщества маршей, сообщества водной толщ эстуариев и бентоса. Биологические сообщества обладают не только фильтрующими и коллекторскими функциями, но, имея высокую продуктивность, способны производить дополнительно большие массы вещества, что увеличивает суммарную скорость осадконакопления.

Из-за обилия источников поступающего материала осадки эстуариев отличаются большой пестротой в распределении их по крупности, но, пожалуй, наиболее характерной чертой гранулометрического состава является его относительная мелкозернистость.

Несмотря на ограниченную роль волнения, основные черты распределения осадков по крупности определяются гравитационной дифференциацией. Источники поступающего материала характеризуются избирательным накоплением относительно крупнообломочного материала, тогда как мелкозернистый материал переносится от источника на большее расстояние. Поэтому в эстуариях ил и глина занимают наиболее пониженные участки эстуария, песок располагается вблизи берегов и по трассам действия приливных течений.

Эти соотношения могут быть выявлены на объектах, где приток энергии локализован, а источники осадков могут быть отчетливо выявлены, например при геоморфологическом анализе. Удачным примером такого объекта служит лагуна Гуанабана - типичная лагуна северного побережья Кубы (Росалес Риверо, Сафьянов, 1982).

Длина лагуны вдоль длинной оси 1,7 км, максимальная ширина - 320 м. Лагуна мелководна - максимальные глубины составляют 80-90 см и тяготеют к северному (приморскому) и западному берегам лагуны. От океана лагуна отделена баром шириной от 20 до 100 м. Высота бара не превышает 2 м. Бар сложен полуокатанными обломками коралловых известняков, нередко сцементированных известковистым цементом, а отчасти галькой и песком. Берег лагуны, примыкающий к бару, покрыт мангровой растительностью. В пониженных участках бара лагуны по морфологическим и литологическим признакам установлены каналы стока штормовых вод в акваторию лагуны. В устьях таких каналов сформированы небольшие дельты, меняющие исходный контур приморского берега лагуны. Приконтинентальный склон лагуны, а также ее краевые части имеют малые уклоны и сложены с поверхности мелкоалевролитовым илом. Для этих участков характерно распространение мангровой растительности, большая часть которой в настоящее время отмирает или находится в угнетенном состоянии.

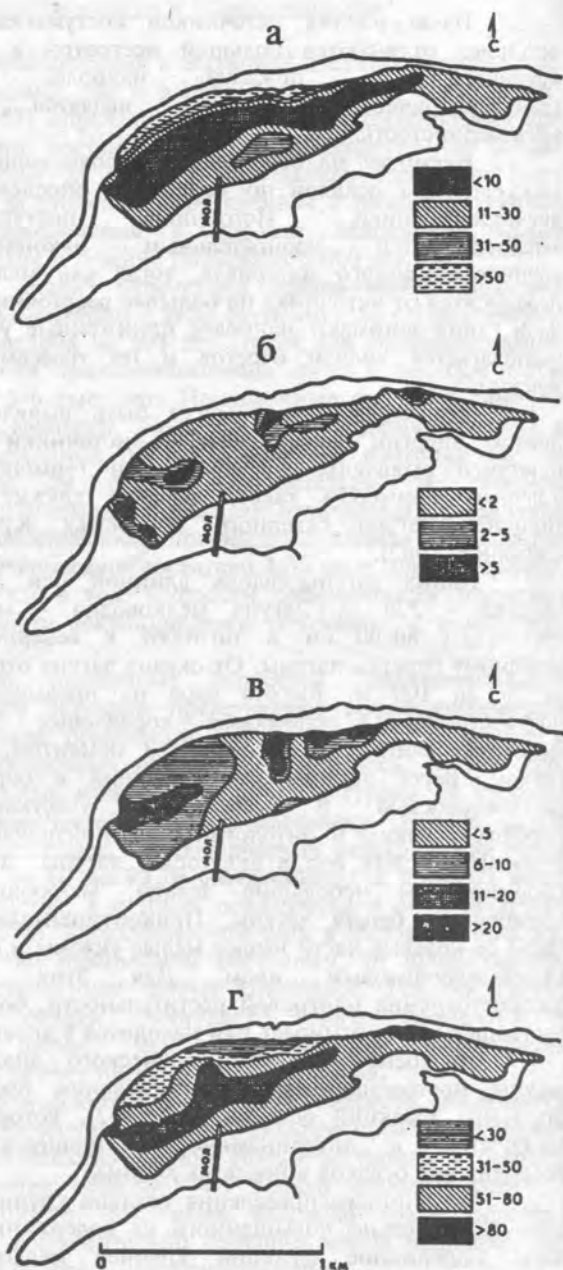
На основе гранулометрического анализа донных осадков лагуны построены карты распределения процентного содержания отдельных фракций осадков (рис. 162), которые позволяют сделать заключения о литодинамических процессах, ответственных за перемещение осадков в пределах лагуны.

По карте распределения осадков крупнее 0,25 мм выявляется зона относительно повышенного их содержания у лагунного склона бара. Содержание фракций крупнее мелкого песка изменяется от 50-85 % вблизи лагунного склона бара до 10 % и менее в 40-50 м от него по нормали к длинной оси лагуны.

Рис. 162. Схема распределения гранулометрического состава донных осадков лагуны Гуанабана (Росалес Риверо, Сафьянов, 1982): а - для фракций крупнее 0,25 мм; б - для фракции мелкого песка (0,1-0,25 мм), в - для фракции крупного алеврита (0,05-0,1 мм), г - для фракций мельче 0,05 мм

Довольно высоким (от 10 до 30 %) оказалось содержание наносов крупнее 0,25 мм с континентальной стороны лагуны. Эти осадки распространены полосой шириной до 100 м.

Наиболее глубоководная часть лагуны занята илами, которые содержат лишь от 1 до 3 % частиц крупнее 0,25 мм. Это поле илов в полном соответствии с расположением глубин оказывается несколько смещенным относительно длинной оси лагуны в сторону бара.



Концентрация наиболее грубозернистой части осадков вблизи лагунного склона бара определяется действием периодически повторяющихся сильных штормовых заплесков, приносящих со стороны океана наиболее грубозернистый материал, который и осаждается вблизи источника его поступления. Повышенное содержание грубозернистых фракций осадков у континентального берега лагуны объясняется реликтовым происхождением этих отложений, представляющих собой остатки пляжа. Он сформировался в период отсутствия бара, когда континентальный берег лагуны мог подвергаться воздействию довольно сильных волнений.

Таким образом, рассмотрение распределения фракций донных осадков лагуны Гуанабана указывает на важную роль гидрогенных процессов в перемещении и перераспределении обломочного материала в пределах лагуны. Основным источником энергии гидрогенных процессов - это энергия потоков, возникающих вследствие заплесков прибойного потока. Такие потоки распространяются через каналы на поверхности бара.

Малая лагуна тропического пояса океана, примером которой является лагуна Гуанабана, может служить моделью размещения осадков в условиях ограниченного набора источников материала и энергии для перемещения осадков. Рассмотрим пример более сложного объекта, где распределение осадков определяется действием нескольких источников энергии.

Эстуарий Мобил, которым заканчивается четвертая в США по величине стока речная система Мобил - Тенсоу, расположен к востоку от дельты Миссисипи на побережье Мексиканского залива (Ryan, Goodell, 1972). Берег эстуария на севере и востоке крутой и обрывистый, а на западе представляет собой соленые марши. При впадении в эстуарий реки Мобил и Тенсоу образуют дельту. На юге вход в эстуарий частично перегораживается полуостровным баром. Количество взвешенного материала, поступающего в эстуарий из рек, в среднем составляет 4,26 млн. т в год, и это количество может быть увеличено на 10 % за счет влекомых наносов. Эстуарий имеет площадь 1030 км<sup>2</sup> при длине 50 км, а ширина его изменяется от 10 до 18 км в северной части до 38 км в нижней. В 1847-1851 гг. в заливе преобладали глубины от 3 до 5 м. Плоское дно залива было слегка наклонно к его середине и к морю. По периферии располагалась полоса относительно меньших глубин (1,3-2 м), а на севере - дельта с аккумулятивными валами вдоль рукавов. На выходе из эстуария располагалась большая приливная дельта. Спустя 110 лет эстуарий обмелел до 3-4 м. По центральной его части были прорыты навигационные каналы, а по их периферии за счет сброса продуктов драгирования образовались банки.

Размещение осадков характеризуется следующими особенностями. Чистые кварцевые пески окаймляют периферию залива на глубинах менее 2 м. Большая часть донных осадков залива

представлена алевритовыми илами и илами. Размеры зерен осадков уменьшаются, а сортировка возрастает внутрь залива и к юго-востоку.

В среднем около 1,3 млн. т осадков в год поступает из залива Мобил в Мексиканский залив. Таким образом, если седиментация будет осуществляться с современной скоростью даже при учете потерь наносов, залив Мобил будет полностью заполнен осадками в течение ближайшего тысячелетия, и эстуарий перестанет существовать.

Несмотря на преобладание в большинстве случаев терригенной седиментации, эстуарии являются центром хемотренной и биогенной седиментации. Это определяется относительно мелкозернистым составом осадков, облегчающим химические взаимодействия и биологическое использование их, а также присутствием большинства элементов и соединений в реакционноспособной форме, прежде всего в виде растворов. Естественно, что в формировании состава осадков эстуариев широко и практически повсеместно проявляется участие химических и биологических процессов.

Большой практический интерес представляют лагунные эвапориты (осадки, выпадающие из концентрированных растворов вследствие выпаривания вод), отлагающиеся в аридных районах, так как они служат источниками минерального сырья. Залив Кара-Богаз-Гол и Сакское озеро хорошо известны как источники поваренной соли, гипса, ангидрита и других соединений (О. К. Леонтьев, В.К. Леонтьев, 1957). Эвапоритные отложения гипса, галита известны в лагунах Калифорнии, Персидского залива и других районов мира.

В некоторых случаях живые организмы, попав в эстуарии, могут оказаться в необычных условиях, исключающих их возвращение. Так, Восточный Сиваш, соединенный с Азовским морем Геническим проливом, дополнительно получает живое вещество за счет практически однонаправленного течения из Азовского моря. Оно возникает вследствие перепада уровня из-за значительного испарения с поверхности Сивашской лагуны. Только в Восточном Сиваше из 13 млн. т поступающего в этот водоем в год живого вещества около 4 млн. т переходит в донные отложения; при этом за счет седиментации органического вещества ежегодно образуется слой толщиной 2 мм (Слотинский, 1970).

Возможности эстуарийных организмов кажутся фантастическими. Один лишь моллюск иолядия, который составляет менее 10 % донной фауны, способен переработать донных осадков больше, чем их отлагается на огромных пространствах в заливе Бузардс и проливе Лонг-Айленд.

Активность макроорганизмов достаточно хорошо заметна, а их работа по трансформации осадков кажется грандиозной. Однако еще более эффективна осадкообразующая деятельность зоопланктона, для которого взвесь - важный элемент питания. Зоопланктон во многих случаях полностью поедает фитопланктон, многие его виды способны питаться микроорганизмами.

Таким образом, при уменьшении размеров организмов возрастают их роль в формировании осадков эстуариев и значение в осадкообразовании. Биогенная фильтрация океана происходит за 3-6 месяцев. Следовательно, весь океан в течение года от 2 до 4 раз "проходит" через живые существа. Учитывая, однако, что жизнь сосредоточена в верхнем слое океана, скорость фильтрации верхнего 500-метрового слоя океана оказывается гораздо выше, и он "обновляется" через каждые 20 суток. Еще более ускоренно осуществляется биогенная фильтрация вод в пределах эстуариев, где малые глубины и высокая плотность жизни создают необходимые условия для высокой скорости этого процесса.

Так, плотные скопления устриц (450 на 1 м<sup>2</sup>) покрывают примерно 2,5 % всей поверхности дна эстуария Норт-Инлет (79° 12' с.ш.). Количество воды, которое пропускается устрицами за 8 часов в погруженном состоянии в эстуарии Норт-Инлет оказывается равным 1,5·10<sup>7</sup> м<sup>3</sup>, что составляет 2/3 объема приливной призмы (Dame et al., 1980). Напомним, что здесь идет речь лишь об одной разновидности фильтрующих организмов, населяющих этот эстуарий.

Одно из условий существования эстуариев - наличие твердых границ относительно замкнутой акватории. Чаще всего эстуарии используют уже существующие долинообразные понижения в устьях речных систем. Нередко относительная замкнутость создается выступающими мысами, между которыми и образуется эстуарий. Наконец, эстуарии могут располагаться в ледниковых долинах-фиордах. Однако в большинстве случаев замкнутость акватории эстуария обеспечивается наличием у его внешнего края прибрежно-морских аккумулятивных форм, через проливы в которых осуществляется водообмен с открытым морем. Сравнительно реже замкнутость акватории эстуария определяется наличием порога глубин на внешнем взморье.

Рельеф дна и берегов эстуариев, с одной стороны, представляет собой наследованный рельеф суши (чаще всего) или морского дна, но, с другой - он непрерывно формируется действием процессов, специфичных для эстуариев. Среди них должны быть названы прежде всего сток речных наносов, действие временных водотоков или склоновых процессов. Другим источником поступления осадков в эстуарии, а вместе с тем и рельефообразующим процессом является размыв берегов самого эстуария. Этот процесс типичен прежде всего для эстуариев и лагун больших размеров, где местные волнения спосособны производить существенную работу по мобилизации и транспорту наносов.

Наряду с поступлением обломочного материала со стоком рек в эстуариях арктической зоны значительное поступление происходит за счет притока материала ледникового происхождения (разгрузка морен). Велика роль ледового транспорта обломочного материала и на берегах.

В эстуариях умеренного и тропического поясов океана важную роль в рельефообразовании играет биогенная продукция наносов, а в

эстуариях аридной зоны, особенно при ограниченной связи с морем, большое значение приобретает химическая садка материала.

Эти разнообразные процессы обеспечивают значительную специфику формирования рельефа в различных климатических условиях. Но наиболее общие черты рельефа эстуариев формируются при действии главным образом приливо-отливных течений, волн и речного стока. Из-за трансформации приливных волн на мелководье, а также действия процессов седиментации в пределах устьев большая часть терригенного материала улавливается в эстуариях, что определяет широкое развитие здесь аккумулятивных форм рельефа.

Наряду с формированием аккумулятивных образований на берегах эстуариев возникают и абразионные формы рельефа. Так, на участках дефицита наносов широко распространены скальные платформы - бенчи, высокие затапливаемые скалы - кекуры и клифы. Следует заметить, что в эстуариях арктической зоны важнейшую роль в рельефообразовании и разносе крупнообломочного материала от берегов играет плавающий лед.

Следствием относительно замкнутой в плане формы большинства эстуариев, имеющих широкий вход и сужающееся в сторону суши окончание, служит преобладание вдольберегового перемещения наносов к верховьям эстуария. Такое направление движения наносов типично для эстуариев-заливов. Оно часто фиксируется косами, направленными внутрь эстуария. Было замечено, что при довольно дифференцированном рельефе и действии достаточно высоких приливов в эстуарии на малых глубинах обычно в фазу прилива происходит движение наносов в сторону суши, тогда как на больших глубинах в фазу отлива происходит противоположное движение. В центральной части эстуария, особенно при значительных приливах, часто образуется ложбина, в которой концентрируются отливные воды.

Особенности рельефа эстуариев - результат действия гетерогенных факторов (тектонических, ледниковых и др.). В то же время рельефообразующие процессы служат регулирующим механизмом самых разнообразных процессов в эстуариях - от водообмена до биологических. Основное направление развития рельефа эстуариев - усложнение контура и обмеление. Усложнение контура проявляется не только в удлинении эстуария, но и в формировании разновысотных уровнейных поверхностей - подводных и земноводных, а также элементов и форм рельефа, объединяющих эти уровни и обеспечивающих передачу веществ и энергии с одного уровня на другой.

## 30. ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Среди наиболее существенных прикладных проблем геоморфологии морских берегов могут быть названы геоморфологические исследования для проектирования и эксплуатации прибрежно-морских инженерных сооружений. Наибольшую актуальность в последние десятилетия приобрели исследования для берегоукрепительных целей. Многообразная хозяйственная деятельность привела к необходимости целенаправленных геоморфологических исследований для организации подводных карьеров, свалок, создания искусственных островов и рифов. Постоянные усилия требовались от геоморфологов при поисках разнообразных, прежде всего россыпных полезных ископаемых.

### Порты и заносимость подходных каналов

Уже в средние века портостроители столкнулись с необходимостью учета особенностей геоморфологии морских берегов и режима движения наносов. В настоящее время в связи с проектированием и строительством портов можно назвать несколько задач, которые приходится решать геоморфологам совместно с проектировщиками: а) выявление особенностей ветроволнового режима и режима течений в окрестностях проектируемого порта; б) выявление особенностей рельефа подводного склона; в) определение материального состава, кинематического строения, а также величины расхода и направления вдольберегового потока наносов; г) прогнозирование изменений геоморфологии и режима движения наносов, а также береговой среды после строительства сооружений в период эксплуатации порта, в том числе и тех, которые возникают вследствие интенсификации движения судов; д) назначение мероприятий, необходимых для поддержания судоходства на подходах к порту и ликвидации нежелательных последствий строительства портовых сооружений. Особенности ветроволнового режима и течений определяют, в частности, и поперечную структуру расхода вдольберегового потока наносов, влияя тем самым на выбор общих очертаний оградительных сооружений (рис. 163). Молы порта часто имеют асимметричный облик. Сравнительно удлиненный мол, как правило, воздвигается со стороны действия самых сильных волнений, он имеет обычно криволинейную форму. Мол с противоположной стороны имеет меньшую длину и относительно прямолинейен.

Учет особенностей геоморфологии подводного склона чрезвычайно важен как для строительства, так и для последующей эксплуатации порта. На участке акватории самого порта желательно обеспечить максимальные глубины, тогда как на участках строительства будущих молов предпочтительны наименьшие глубины.

Заносимость каналов и изменения рельефа, охватывающие значительные участки дна береговой зоны, являются формами проявления единого процесса перемещения наносов вдоль берега. Основные закономерности деформации рельефа, как правило, определяются особенностями поперечной структуры вдольберегового потока наносов.

*Рис. 163. Типичный порт на побережье Балтийского моря*

Очень часто морские порты проектируются в лагунах и эстуариях.

Попытки искусственного углубления подходных каналов в эстуариях, проведенные без надлежащего исследования естественных процессов, нередко сопровождались резким ростом заносимости таких каналов. К



аналогичным результатам ведет иногда и искусственное регулирование притока пресных вод в эстуарий. Так, эстуарий Чарльстон Харбор в естественном режиме был соловодным заливом, в который поступало около  $20 \text{ м}^3/\text{с}$  пресной воды. Его подходный канал не нуждался в интенсивном землечерпании. В 1942 г. за счет перераспределения стока рек эстуарий стал получать  $410 \text{ м}^3/\text{с}$  пресной воды. В результате появления четкой плотностной стратификации вод резко изменились условия движения наносов в придонном слое. Годовое обмеление навигационного канала увеличилось от 85 тыс.  $\text{м}^3$  перед 1942 г. до современного объема около 7,5 млн.  $\text{м}^3$ .т.е. возросло примерно в сто раз!

Б.А.Шуляком в 1961 г. предложен метод предупреждения заносимости песком и илом подходных каналов, основанный на резком возрастании (примерно втрое) придонных скоростей над гребнями периодических донных форм рельефа. Открытие этого эффекта позволяет предотвратить нежелательную аккумуляцию путем укладки на дно конструкций, имеющих искусственную рифельную (грядовую) поверхность. Соответствующая конструкция успешно опробована в лабораторных условиях.

Изучение движения аккумулятивных тел в виде крупных песчаных волн позволило объяснить катастрофическую заносимость подходного канала к порту Вентспилс и создать ее физическую модель

(Кожухов, 1968; Кожухов и др., 1975). Под катастрофической заносимостью понимается процесс интенсивной перестройки дна, порождаемый штормовой ситуацией и проявляющейся в виде пространственно детерминированного падения глубин с высокими значениями деформаций.

При более детальном изучении выявилось, что общую совокупность штормовых случаев можно подразделить на две группы. Первая объединяет случаи штормов, когда наблюдались явления катастрофической заносимости. Ко второй группе относятся случаи, когда аналогичные штормовые ситуации не создавали заносимости на канале. Эта группа и служит причиной значительного искажения корреляционной связи между энергетическими характеристиками ветров и заносимостью при рассмотрении всей статистической совокупности в целом. Высшая степень корреляции наблюдается между заносимостью и энергетическими характеристиками штормов первой группы, когда они задаются в виде логарифма произведения квадрата скорости ветра на продолжительность его действия (коэффициент корреляции равен 0,95). Дополнительно было установлено, что всем без исключения случаям действия штормов второй группы, когда глубины на канале остались неизменными, предшествовали устойчивые штормы противоположных направлений, которые и вызывали отодвигание от бровки канала песчаных волн, вызывающих катастрофическую заносимость. Исследованиями выявлены оптимистические возможности для долгосрочного прогнозирования заносимости подходных каналов многих портов Балтийского моря на основе анализа цикличности волновых параметров, определяющих в основных чертах объемы и скорости заполнения каналов (Коробова, 1972). Учитывая высокую стоимость землечерпательных работ для поддержания судоходства на подходах к портам, значение такого прогноза для практики чрезвычайно велико.

Подходные каналы нередко пересекают предустьевые взморья рек. Прогнозирование заносимости предустевых подходных каналов требует учета дополнительных факторов, важнейшим из которых является твердый сток реки. Л.В.Купче в 1971 г. удалось показать, что наряду со штормовым волнением заносимость таких каналов определяется стоком реки, максимальным расходом половодья текущего и предшествующего года, минимальным расходом предшествующего года. То обстоятельство, что заносимость канала зависит от параметров расхода предшествующего года, оказалось важным в прогностическом отношении. Этим исследователем установлено также различие условий заносимости для участков канала, пересекающих разные геоморфологические провинции (зону свала глубин, бар, предбаровую бороздину и т.п.).

Во многих случаях порты располагаются в пределах лагун и соединены с открытым океаном довольно узким проливом. В целях стабилизации подходного канала и улучшения условий судоходства в проливе часто воздвигаются парные волноломы из каменной наброски

или кладки. Важная задача изысканий состоит в определении оптимального расстояния между парными волноломами. Скорость течения в проливе между ними во время приливо-отливных колебаний уровня должна быть достаточной для того, чтобы на входном канале не происходила нежелательная аккумуляция наносов. Если молы расположены близко, то возникает опасность действия чрезмерно высоких скоростей, вызывающих осложнения как для судоходства, так и для устойчивости самих молов. Как это часто бывает, внимательное исследование геоморфологии и динамики берегов подсказало решение сложного вопроса. Известный американский ученый и инженер М.П.О'Брайен (1971), воспользовавшись лабораторными экспериментальными данными, установил критерий замкнутости заливов и бухт в условиях проливов, представляющий собой отношение волновой энергии к приливной энергии за приливный цикл.

Строительство порта неизбежно ведет к нарушению вдольберегового перемещения наносов, вследствие чего с подветренной стороны происходит заполнение входящего угла, а с противоположной стороны обычно имеет место размыв (рис. 164).

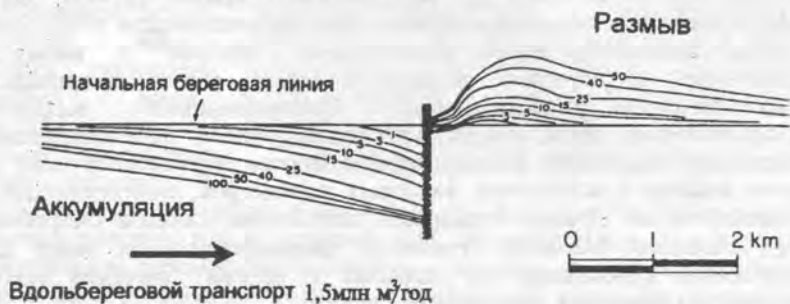


Рис. 164. Заполнение входящего угла и размыв берега после сооружения молов порта Лагос с 1900 по 1959 гг., атлантическое побережье Африки. В районе порта существует направленное с запада на восток вдольбереговое перемещение наносов объемом около  $1,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \text{ год}^{-1}$

Известны некоторые исключения, когда и с противоположной стороны происходит аккумуляция наносов. Такие случаи свойственны обычно побережьям с преобладанием в материальном составе вдольберегового потока наносов мелкозернистых фракций - песчаных, алевритовых и иногда - илистых. Причиной двусторонней аккумуляции может быть также большая длина молов.

Во всем мире, в том числе и в нашей стране, расходуются огромные материальные ресурсы для поддержания в эксплуатационном состоянии подходов к многим морским портам. Однако этой проблемы не существует для портов, подходы к которым расположены над подводными наносами. Причина столь исключительного

состояния - уход наносов по каньонам на большую глубину. Классический пример использования такого, казалось бы, резко отрицательного свойства каньонов улавливать и отводить из береговой зоны наносы на большие глубины представляет собой обстановка около Батумского порта и каньона (Сафьянов, 1978), а также в районе каньона Тру-сан-Фон и порта Абиджан. И в этом случае как местоположение подходов, так и объемы наносов, поглощаемых каньоном, зависят от геоморфологических факторов - поперечной структуры вдольберегового потока наносов и глубины расположения верховьев подводного каньона.

#### Геоморфологические исследования для берегоукрепительных целей

Наибольшее значение приобрели к настоящему времени мероприятия по берегоукреплению. Это связано прежде всего с резким усилением абразии берегов в последние десятилетия (Бёрд, 1990).

Рассмотрим ряд методов, применяемых в практике берегоукрепительных работ, а также некоторые геоморфологические последствия их применения.

Существует две группы методов борьбы с разрушением берегов - пассивные и активные, разделение которых весьма условно. Пассивные имеют целью возведение таких сооружений, которые воспринимали бы на себя воздействие волн. Активные используют энергию волн для защиты побережья. К числу пассивных сооружений относятся разнообразные конструкции волноотбойных стен, защитные дамбы, откосы и каменные наброски. К активным сооружениям относят буны и волноломы.

Волноотбойные стены применяются в основном тогда, когда необходимо защитить объект и путей к отступлению нет. Анализ результатов лабораторных экспериментов (Петров, 1984) свидетельствует о существенном влиянии волноотбойных стен на структуру и величину вдольбереговых расходов.

При отсутствии видимого отражения от стены и сокращения ширины надводной части галечного пляжа, начиная с определенных значений, наблюдается увеличение вдольбереговых расходов. Максимального значения вдольбереговые расходы достигали при расположении стены в вершине заплеска. Величина максимума относительно расхода без влияния волноотбойных стен, кроме крупности пляжевого материала, зависит от его однородности. Относительно однородный состав способствует росту вдольбереговых расходов.

Дальнейшее сокращение ширины пляжа сопровождается появлением видимого отражения от волноотбойных стен. По мере усиления отражения вдольбереговые расходы уменьшаются. При общем сокращении величины расхода наблюдается относительное увеличение его интенсивности в зоне перед волноотбойной стеной по сравнению с

полной шириной пляжа. Мористее и в зоне обрушения расходы остаются неизменными.

Влияние волноотбойных стен начинает сказываться при ширине пляжа меньше полуторной длины наката (считая его от линии уреза). При расположении волноотбойной стены до вершины заплеска это влияние приводит к росту вдольбереговых расходов, величина которых зависит от характеристик пляжеобразующих наносов. Появление видимого отражения от волноотбойной стены приводит к уменьшению вдольбереговых расходов, достигающих в центре прибойной зоны величины расхода вне зоны влияния стен. Дальнейшее выдвижение волноотбойной стены приводит к еще большему уменьшению вдольбереговых расходов. Отражение прибоя от волноотбойной стены существенно влияет на профиль формирующегося пляжа. При усилении отражения профиль пляжа становится положе, особенно в надводной части. Непосредственно перед стеной формируется воронка размыва, которая при возведении стен на рыхлых основаниях может явиться причиной их подмыва и опрокидывания.

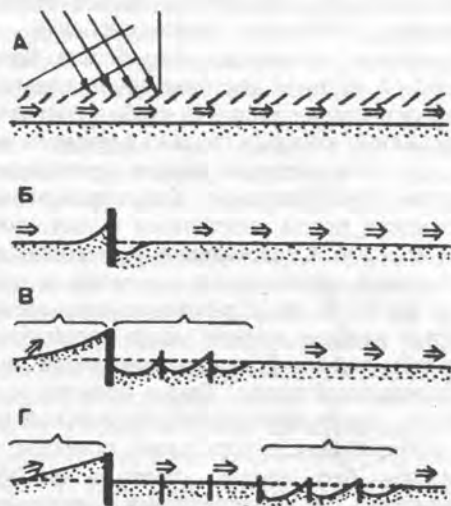
Опыт работы волноотбойных стен показал их крайнюю неэффективность в защите берегов. Типичный пример отрицательного влияния волноотбойных стен на динамику пляжа - катастрофический размыв побережья Пицунды во время штормов в январе-феврале 1969 г., повлекший за собой крупные материальные затраты на ликвидацию его последствий.

Волноотбойные стены могут иметь и конструктивные недостатки. Один из них - недостаточная глубина заложения фундамента стены. В этом варианте стена вскоре после уничтожения пляжа подмывается волнами и опрокидывается. Наличие в пределах пляжа галечного материала при движении его в прибойном потоке приводит к абразивному воздействию гальки на бетонные сооружения. Проходит незначительный срок (1-3 года), и бетонная стена оказывается пропиленной на всю толщину и тоже опрокидывается. Защита берегов с помощью волноотбойных стен может быть связана лишь с применением стен из фильтрующих материалов.

Сравнительно давно применяются для активной защиты берега бунуны - ряд небольших по протяжению невысоких молдов, располагаемых обычно по нормали к берегу, вдоль размываемого участка (рис. 165). Бунуны являются пляжеконсервирующим сооружением. Первые опыты сооружения бунуны были неудачными, так как заполнение входящего угла бунуны происходит чрезвычайно медленно. Для эффективной работы бунуны необходимы отсыпки пляжевого материала в межбунуные карманы. Крупность материала не должна быть меньше крупности обычных пляжевых наносов.

Бунуны обычно применяются там, где требуется защитить от размыва небольшой участок побережья при наличии вдольберегового перемещения наносов. Последовательность строительства бунуны

Рис. 165. Цепная реакция размыва, сопровождающая сооружение препятствий вдольбереговому перемещению наносов (Inman, Brush, 1973): А - прямолинейный пляж с волнами, подходящими к берегу под косым углом и вызывающими вдольбереговой транспорт наносов; Б - отложение и размыв, вызванные начальным сооружением; В - низовой размыв, вызванный двумя дополнительными бунами; Г - продолжение низового размыва; вызванного продолжением строительства бун



необходимо строго соблюдать. Начинать укрепление следует с низовой стороны по ходу движения потока наносов. По мере заполнения пространства перед буной вверх по потоку наносов воздвигается вторая буна и т.д. Если строительство бун осуществляется очень быстро или поток наносов незначителен по объему, отсыпка пляжевого материала в межбунные карманы совершенно необходимо.

Расстояние между отдельными бунами и их длина выбираются исходя из геоморфологических особенностей пляжа и крупности слагающих его наносов. Расчетная длина бун должна увеличиваться пропорционально косинусу угла подхода наиболее косых штормовых волн.

Однако буны как средство защиты берегов, имеют серьезные недостатки. Вскоре после их строительства, в особенности если не производится отсыпка материала в межбунные карманы, начинается так называемый "низовой" размыв. Он обусловлен задержкой наносов бунами и возникает ниже системы бун по потоку наносов. Таким образом, защита одного участка берега бунами обрекает на размыв участок побережья, расположенный ниже по потоку наносов (рис. 165). Такой подход может быть оправдан только лишь при большой ценности защищаемых объектов и сравнительно малой значимости территорий, расположенных ниже по потоку наносов. Если вдольбереговое перемещение отсутствует, то буны применять не следует. Не должны они также применяться и в условиях слабой работы волн в бухтовых акваториях.

Большой эффект удержания отсыпанных искусственных галечных пляжей достигается в том случае, если буны сочетаются с

волоноломами, ограничивающими область миграции гальки во время штормов. Имеется положительный опыт создания пляжей на оползневом склоне южного берега Крыма. Такой комбинированной системой защиты достигается не только надежное сохранение пляжа, но и останавливается или стабилизируется движение оползней, зеркало скольжения которых связано с уровнем моря.

На галечном пляже происходят непрерывные потери части галечника на истирание. Как показали эксперименты, в зависимости от прочности пород, слагающих гальку, потери на истирание составляют от 5 до 20 %. Следовательно, ежегодно для сохранения существующего положения необходимы подсыпки в межбунные карманы в размерах от 5 до 20 % от первоначального отсыпного объема. При песчаном составе наносов потери могут происходить за счет разрывных течений или при действии сильных штормов, вызывающих оттягивание песка на подводный склон. Таким образом и песчаные берега, укрепленные бунами, также требуют периодической подсыпки материала. Несмотря на эффективность отдельных попыток защиты берегов от размыва с помощью бун, следует отметить их общие недостатки: 1) большую стоимость; 2) последствия низовых размывов; необходимость периодических отсыпок и ремонта сооружений; 4) снижение эстетической ценности морского побережья железобетонными конструкциями.

Сооружение волноломов, применяющихся для защиты берегов, портов или мест стоянки кораблей от воздействия волн, часто приводит к серьезным и неожиданным осложнениям. Осложнения, возникающие при нарушении молами порта вдольберегового перемещения наносов, могут быть проиллюстрированы множеством примеров. Типичным из них является геоморфологическая обстановка в районе порта Каспийск на Каспийском море (рис. 166).

*Рис. 166. Космический снимок Дагестанского побережья Каспийского моря 19 июня 1991 г.*



Вдольбереговое перемещение наносов, происходящее в этом районе с юга на север с расходом от 70 до 110 тыс. м<sup>3</sup> / год, после строительства молов порта привело к формированию перед южным молом крупной примкнувшей аккумулятивной формы, нараставшей сначала со скоростью около 10 м в год. В то же время разрыв вдольберегового перемещения наносов к северу от порта сопровождался сильным низовым размывом, который особенно усугубился в связи с повышением уровня моря и достиг 20-25 м / год в последние 10 лет.

Однако не всегда строительство оградительных сооружений портов вызывает аккумуляцию с одной стороны порта и размыв ниже порта по направлению потока наносов (низовой размыв). Так, при направленном к югу вдольбереговом перемещении наносов в районе устья р. Сьюслау (Орегон, США) молы порта, построенного здесь в 1889 г., до 1974 г. вызвали аккумуляцию в размерах  $3,8 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> наносов с северной стороны и  $1,7 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> с южной стороны от оградительных сооружений порта. Причина аккумуляции, а не ожидаемого размыва с низовой стороны мола состоит в том, что большая длина мола (в приводимых примерах - не менее 2 км) вызывает блокировку берега со стороны преобладающих волнений. Вместе с тем, с противоположной стороны берег остается открытым для воздействия волнений, вследствие чего с южной стороны начинают преобладать волнения, обеспечивающие перемещение наносов в сторону, противоположную генеральному потоку наносов. Низовой размыв в этом случае также неизбежен, но он смещается на большее расстояние от оградительных сооружений, и его положение соответствует зоне дивергенции вдольбереговых потоков наносов - генерального потока наносов и вторичного потока, вызванного изменившимися условиями воздействия волн на берег.

Следует заметить, что при мелкозернистом составе наносов береговой зоны сооружение мола, прерывающего поток наносов, может приводить к их аккумуляции с низовой стороны, тогда как с верховой стороны может возникнуть размыв. Такая ситуация возникает, в сущности, из-за преобладания перемещения наносов в обход головы мола, и если его длина будет велика, то характер геоморфологических последствий его сооружения будет сходен с более типичными явлениями низового размыва и заполнения входящего угла.

Гидротехническое воздействие на берег в последние десятилетия достигло исключительного разнообразия и стимулировало необходимость классификации морфодинамических изменений, вызванных строительством сооружений (рис. 167).

Трудности, возникающие при строительстве в береговой зоне сооружений, прерывающих вдольбереговое перемещение наносов, стимулировали поиски решения, которое позволило бы избавиться от излишней аккумуляции наносов выше по потоку и от размыва берегов ниже по потоку от участка строительства сооружения.

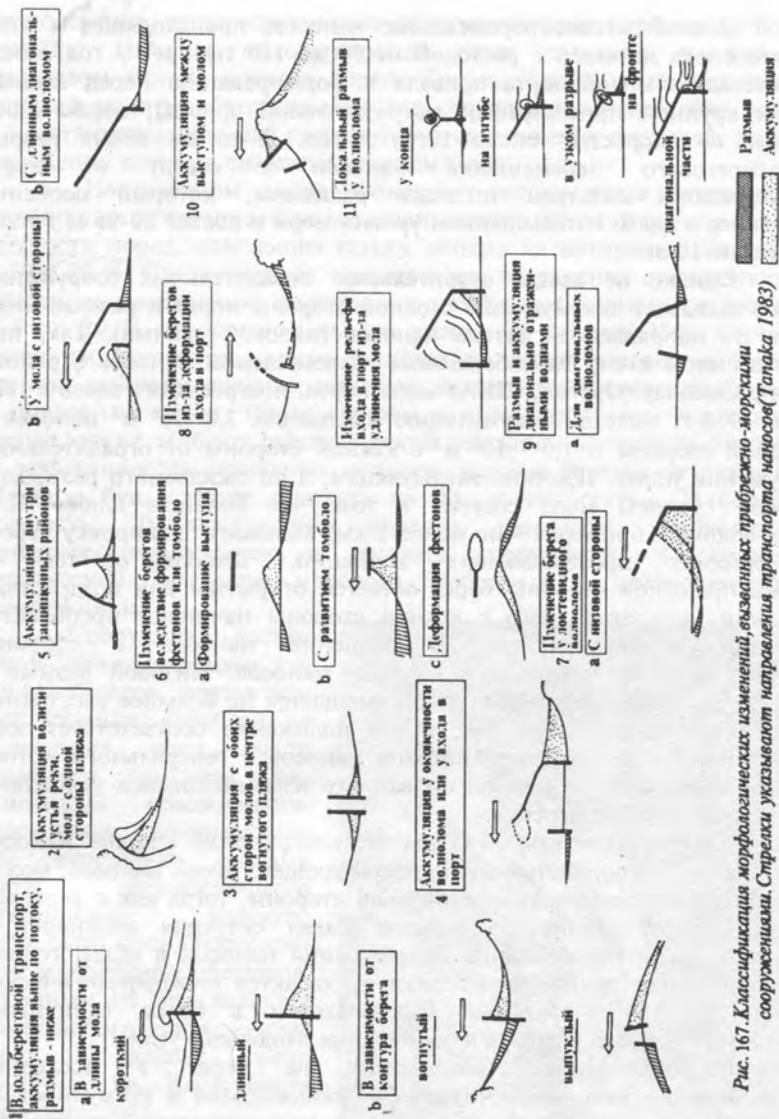


Рис. 167. Классификация морфологических изменений, вызванных прибрежно-морскими сооружениями. Стрелки указывают направление транспорта наносов (Тапак 1983)

Уже в 1940 г. американским инженером М.П.О'Брайеном внесено предложение о создании стационарного устройства для черпания песка и его перекачки в нужные места для организации искусственного пляжа. Этот метод получил название "байпассинга".

Его применение особенно эффективно, когда участок избыточной аккумуляции наносов находится неподалеку от участка дефицита наносов. Такие случаи неизбежно возникают при строительстве портов или молов, нацело или в основном прерывающих вдольбереговое перемещение наносов.

Известно успешное применение своеобразной модификации байпассинга для берегов островов. Так, за столетие с 1859 г. по 1958 г. пляж, примыкающий к западной оконечности о.Нордерней, отступил на 100-150 м, вследствие чего создалась угроза для местного курорта. Отступление берега продолжалось, несмотря на строительство бун. Размыв пляжа происходил до глубины 4 м. В 1951 и 1952 гг. пляж был восстановлен посредством намыва песка. Наблюдения свидетельствуют, что последующие потери размыва составили для 1951 г. около 30 % от объема намытого песка. Годовая потеря песка равна примерно 80 тыс. м<sup>3</sup>. Использование вдольберегового потока наносов вместе с мероприятиями по перекачке песка позволило создать своеобразный крутооборот песка между западной оконечностью острова, где преобладает размыв, и областью отложения песка на северном побережье острова.

Опыт работы показал, что для устройства искусственно намываемого пляжа важно следующее:

1. Намываемый песок должен быть по возможности более грубым, грубее, чем тот, который отлагается на естественном пляже. Чем грубее песок, тем медленнее идет размыв.
2. Создаваемый пляж следует располагать не выше, чем это необходимо для выполнения намеченной задачи, чтобы максимально уменьшить размыв при волнении.
3. Уклон намываемого пляжа должен возможно более соответствовать естественному, чтобы тем самым уменьшить потери песка.

Наряду с отсыпкой пляжей, ограниченных морскими гидротехническими сооружениями, широко практикуется отсыпка так называемых свободных пляжей. Свободные пляжи устойчивы, если геоморфологические и литодинамические условия способствуют ограничению вдольберегового перемещения наносов (рис. 168).

Природа создала лучшее средство защиты побережья от штормовых волн - пляж, на котором и гасится их энергия. Именно поэтому лучшие проекты защиты берегов преследуют цель создания широкого устойчивого пляжа или закрепления существующего положения береговой линии.

Сейчас наметилась новая тенденция в проведении политики берегоукрепления, которую можно было бы назвать природоохранной ( Кикнадзе , Меладзе , Сакварелидзе , 1984 ; Пешков , 1994 ) .

Рис. 168.

Всего за 2 года  
в бухте на  
Краснодарском  
побережье Черного  
моря, СНПО  
"Краснодарберего-  
защита", создан  
великолепный пляж  
(Пешков, 1994)

Ее характеризуют широкое использование достижений науки о берегах, критический анализ опыта работы берегоукрепительных сооружений, часть которых оказалась неэффективной, бережное отношение к природе морского побережья, основанное на понимании уникальности этого природного комплекса.

Такой подход уже сейчас дает положительные результаты. В частности, большой успех достигнут в результате отсыпки свободных галечных пляжей в пределах полосы берега у г.Гагра, к северу от Батуми, на берегах российского побережья Черного моря. Обнадёживают и результаты дополнительной мобилизации аллювиального материала из русел низовьев рек, основная часть стока наносов которых ранее терялась в подводных каньонах. Теперь эти наносы используются как для берегоукрепительных целей, так и для строительства.



## Геоморфологические исследования для организации подводных карьеров, свалок, создания искусственных островов и рифов

Научно-техническая революция XX в., а также возросшие возможности промышленности привели к широкому использованию полезных ископаемых береговой зоны. Наиболее массовый характер приобрели к настоящему времени изъятия минеральных ресурсов береговой зоны - песка, гравия, железистых песков, барита, известняков в виде ракуши и кораллов, алмазов, а также многих россыпных полезных ископаемых. По прогностическим оценкам, основанным на современном стандарте потребления сырья в США и экстраполированным на население мира в  $3,5 \cdot 10^9$ , в обозримом будущем добыча песка и гравия составит 23 % от величины общих поступлений твердого материала в береговую зону. Экстраполируемые размеры поступлений твердых отходов в прибрежные воды составляют 7 % общего твердого стока рек суши.

Рассмотрим прежде всего имеющийся опыт подводной добычи осадков береговой зоны. Для успешного проведения операций по использованию месторождений песков подводного берегового склона необходимы следующие условия: 1. Наличие необходимого материала в достаточном количестве. 2. Материал должен находиться на таких глубинах и на таком расстоянии от берега, чтобы черпание было экономичным. 3. Подводный карьер должен быть настолько удален от берега, чтобы черпание не представляло опасности для устойчивости пляжа и подводного берегового склона. 4. Выгодно, если участок подводного карьера можно использовать как ловушку для наносов, движущихся вдоль берега.

Наиболее рациональна добыча отложений береговой зоны, когда их изъятие не приводит к дефициту наносов и размыву берегов. Такие возможности существуют, в частности, вблизи верховьев подводных каньонов, поглощающих осадки береговой зоны. В этом случае геоморфологические и литодинамические исследования позволяют определить объемы наносов, которые могут быть изъяты без нарушения устойчивости береговой зоны.

При разработке подводных месторождений сырья или россыпей возникает необходимость оценки возможных последствий добычи для живых организмов, обитающих прежде всего в придонном слое, либо использующих дно в какой-либо период жизни.

Основное требование при организации свалок в береговой зоне - нетоксичность отходов. Если из береговой зоны удаляется грунт, изъятый, например при углублении подходов каналов, то свалка должна быть организована так, чтобы исключить его возвращение в этот же район. При дефиците наносов на каком-либо участке соответствующий материал может туда доставляться. Если же существует необходимость избавиться от ненужных наносов, то верховья каньонов представляют собой удобный для такой цели приемник.

Особый интерес представляют те мероприятия в береговой зоне, которые преследуют одновременно две цели - избавление суши от нетоксичных отходов и создание благоприятных условий для воспроизводства рыбы в пределах морского мелководья. Ярким примером является создание искусственных рифов. К настоящему времени много твердых нетоксичных отходов было опробовано в качестве материала для создания искусственных рифов - остатки автомобилей, испорченные трубы, изношенные автомобильные шины, корпуса старых судов, трамваи и строительный мусор (Stone, 1974).

Однако из всех испытанных материалов, несомненно, наиболее практичным являются остатки резиновых шин. До января 1973 г. вдоль восточного побережья США уже существовало 114 искусственных рифов. На 43 из них было использовано в целом около 600 тыс. остатков шин. Наблюдения показали, что рыбопромысловая производительность этого района возросла в 300-1800 раз. Таким образом, искусственные рифы могут стать эффективным средством увеличения воспроизводства рыбы и обеспечить высокие уловы в прибрежных районах.

Первые из известных искусственных островов были построены ацтеками в XIII и XIV вв. на оз.Текскоко. К настоящему времени, вследствие энергетического бума, десятки островов созданы нефтяными фирмами в море Бофорта на глубинах менее 20 м. Для строительства островов применяются мешки с песком, уложенные на слое синтетического фильтрующего материала, с созданием зоны пляжа по периметру острова и с креплением откосов мешками с песком. Ниже прибойной зоны откос выполняется с заложением 1:12, выше располагается берма из мешков с песком, имеющая уклон 1:2, а еще выше - откос с заложением 1:3, укрепляемый опять-таки мешками с песком. При сооружении зоны пляжа берег выполняют очень пологим. Материалом для пляжа служит песчаный асфальт, который обладает механическими свойствами мягкого песчаника и служит в течение 2-3 лет. Подобно песку, он обладает фильтрационными свойствами. Типичный остров, созданный по такой методике, имеет диаметр 107 м и высоту 4 м над уровнем моря. На его выполнение уходит около 120 тыс.м<sup>3</sup> гравия. Следует заметить, что волновое воздействие на такие острова не особенно интенсивно, поскольку около 8 месяцев в году море сковано льдом.

## 31. БЕРЕГОВАЯ ЗОНА МОРЯ КАК ГЕОСИСТЕМА

Приоритеты многочисленных отраслевых учреждений, которые вынуждены заниматься тем или иным аспектом морских берегов, отнюдь не отвечают интересам береговой зоны моря как природного объекта, а во многих отношениях - и интересам человека. Это, в свою очередь, неизбежно самым неблагоприятным образом отражается на уровне принятия решений по берегам. Но именно решение практических задач настоятельно требует синтеза знаний о береговой зоне моря, имеющих в основном фундаментальный характер. В связи с изложенным, представляется продуктивным рассмотрение береговой зоны моря в качестве географической системы и в рамках синтеза ее компонентов искать возможные пути рационального решения разнообразных многоотраслевых практических проблем на берегах морей.

Под географической системой (экосистемой) береговой зоны моря понимается упорядоченная общность объектов береговой зоны моря, взаимосвязанных обменом массы и энергии, действующих как сложное целое.

Географическая система береговой зоны моря (экосистема = геосистема = морская система = система) включает вещества (неорганические и органические), энергетические источники (процессы), среду существования (климатические, гидрологические, литодинамические, геоморфологические условия, ионные соотношения, температурный, газовый режим и т.п.) и сообщества. Береговая зона моря - открытая система, и разнообразные вещества поступают в ее пределы со стороны суши, из моря, атмосферы и донных осадков. Вместе с тем происходит экспорт веществ из береговой зоны в море, атмосферу и донные осадки. Менее значим перенос в сторону суши.

Интенсивность процессов, регулирующих обмен, определяется их энергией. Среди них важную роль играют гидрогенные процессы (волнение, приливы, течения), материковый сток, процессы теплообмена, фазовые, химические, биогенные процессы.

Для специалистов по динамике береговой зоны моря довольно определенным представляется положение о границах системы береговой зоны моря, которое базируется на данных по гидродинамике, осадкам и морфологии морского мелководья. Методически более оправданным однако будет рассмотреть вопросы о системе береговой зоны на примере типа берегов, где физическая граница системы более очевидна, - на примере эстуариев, представляющих собой полужамкнутые прибрежные бассейны. Эстуарии достаточно полно характеризуют общие условия береговой зоны моря, отличаясь, пожалуй, некоторой обостренностью природных процессов, их более наглядным выражением (Сафьянов, 1987).

Отражением взаимодействия процессов и веществ за длительные интервалы времени служит возникновение определенных геоморфологических и литологических условий. Вместе с тем геоморфологические и литологические условия являются граничными для действия процессов со сравнительно малым периодом. Они могут также играть роль накопителей энергии. Следует особо подчеркнуть, что к неживым компонентам системы должен быть добавлен рельеф.

Среди живых компонентов системы эстуария выделяются:

- 1) продуценты - автотрофные организмы, главным образом зеленые растения, создающие пищу из неорганических веществ;
- 2) микроресурсы - гетеротрофные организмы, преимущественно бактерии и грибы, освобождающие неорганические вещества, пригодные для использования продуцентами и органические вещества, способные служить источниками энергии, ингибиторами или стимуляторами для других биотических компонентов системы;
- 3) макроресурсы - гетеротрофные организмы, главным образом животные, поедающие другие организмы или частицы готового органического вещества.

Разнообразные вещества, процессы, условия существования и сообщества связаны в единую систему реальными взаимодействиями. Однако связать их воедино не представлялось до недавнего времени возможным из-за глубокой дифференциации знаний и отсутствия общего подхода. К настоящему времени для перехода от различных языков отдельных подсистем к одному общему языку предложен язык энергетических цепей (Odum, 1980). Его применение становится необходимостью там, где нужно в одном методе объединить кинетику, динамику, энергетику, баланс веществ и экономику.

Необходимым условием существования любой системы является круговорот энергии и веществ. Следует заметить одну важнейшую отличительную особенность в использовании энергии и вещества, - энергию можно использовать лишь один раз, тогда как то или иное вещество может быть использовано в системе многократно. В соперничестве выживают и, следовательно, и наличествуют в ландшафтной оболочке те системы, которые наилучшим образом способствуют поступлению энергии и ее использованию для нужд системы.

При исследовании береговых процессов обычно принимается, что энергии физических процессов достаточно велики, чтобы доминировать над биологическими, химическими и другими процессами. Однако, эта точка зрения является привычным недоразумением. Конкретный анализ приводит к сюрпризам. Так, для эстуария р. Кристальной на западном побережье Флориды Г. Одум приводит следующие значения энергий: поглощенная энергия приливов - 0,1%, волн - 2%, энергия фотосинтеза - 22,7%, солнечная энергия, идущая на нагревание на 2° - 21,8%, а химическая потенциальная энергия при разбавлении стока пресной воды - 53,4%. Конечно, это частный пример, - относительные соотношения форм

энергий в других районах береговой зоны моря будут иными, но совершенно необязательно преобладание физической составляющей над другими видами энергий.

Приток пресной воды управляет экологическими процессами в зоне смешения вод и, в частности, предопределяет высокую биопродуктивность отдельных экосистем. Исследование урожая рыб на единицу площади 20 лагун трех штатов карибского побережья Мексики обнаруживает тесную связь с объемом притока речных вод (Deegan et al., 1986). На билогарифмической шкале зависимость имеет линейный характер с коэффициентом корреляции (0,982).

Одним из важнейших источников энергии системы является лучистая энергия солнца, но она также использует дополнительные источники энергии, получаемые от других систем. Для максимального использования лучистой энергии солнца система эстуария обладает набором практически всех продуцентов, которые снабжают энергией наш мир, - высших растений маршей, водорослей, фитопланктона и фитобентоса. По существующим оценкам эффективность использования солнечной энергии по итоговой вторичной продукции, поступающей с марша, составляет 0,6% от величины притока солнечной энергии. Эта величина на порядок превышает коэффициент использования солнечной энергии для океана (0,05%) и несколько больше, чем средняя величина использования солнечной энергии для суши (около 0,5%).

На рис.169 показана упрощенная схема поступления энергии от основных источников в морскую систему [Odum, 1967], границы которой указаны в виде прямоугольника. На схеме использована энергетическая терминология, разработанная Г.Одумом. Полукруглые резервы с конической крышкой отражают фонды энергии и вещества. Обратим внимание на то обстоятельство, что, наряду с видами энергии и фондами веществ, имеется фонд "формы рельефа". Влияние рельефа, будучи связанным с внешними воздействиями, становится в поле силы тяжести источником энергии или ее накопителем, если оно осуществляется внутри системы. Значок в виде полукруглости и вложенных друг в друга пуль означает выживающую структуру. Она соединена стрелками - связями с источниками энергии и веществ. Стрелки обратного направления (от структуры к фондам энергии и веществ) указывают на существование обратной связи, которая наилучшим образом обеспечивает поддержание дополнительного ввода энергии в систему и обеспечивает более эффективное ее использование. В частности, продукция выживающей структуры пополняет запасы некоторых материалов и химической потенциальной энергии, изменяет рельеф дна.

Приведенная схема является схемой важнейших элементов любой морской системы. Модель системы эстуария на языке энергетических цепей напоминает монтажную схему сложного радиоэлектронного устройства. Несмотря на большое число связей, вскрытых исследованиями последних лет, все же она представляет собой

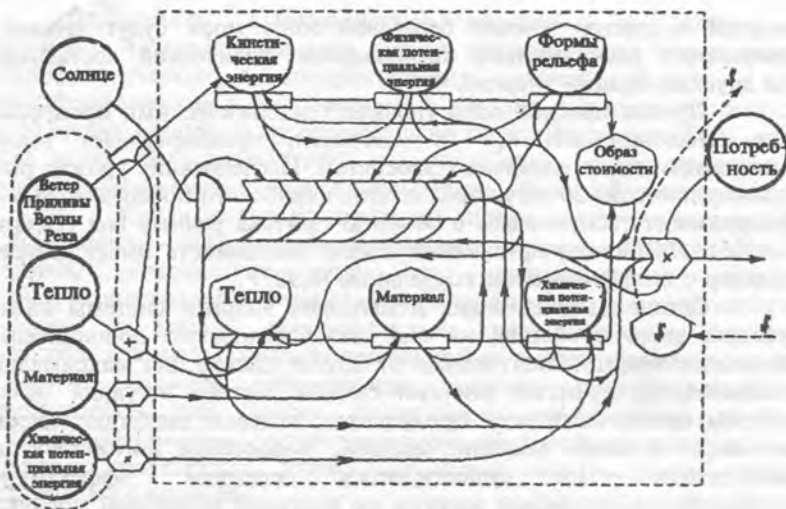


Рис. 169. Блочная форма выживающих систем, полученная из принципа Лотки максимизации энергии с обратной связью для сохраняющейся информации, структуры и фондов. Выделены физическая, химическая, биологическая, геоморфологическая и экономическая секции. Стоимость (знак доллара) образуется в человеческих взаимоотношениях в виде суммы скоростей изменений всех накопителей энергии (Odum, 1967)

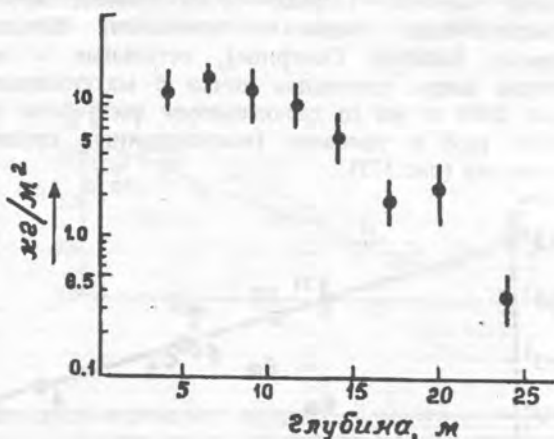
довольно грубое приближение к действительности. Тем не менее, эта модель наглядно показывает сложность соответствующих связей в системе эстуария и даже в ее нынешнем виде позволяет прогнозировать возможные изменения в системе в случае антропогенного воздействия на ее отдельные характеристики.

Кинетическая энергия участвует в переносе питательных веществ от консументов через водную толщу к продуцентам. Неудивительно поэтому, что американскими исследователями установлена статистически значимая положительная корреляция для урожая спартины алтернифлора - преобладающего растения маршей атлантического побережья США и высоты приливов (в диапазоне от 0,7 до 2,3 м). Из существования такой зависимости следует, что любое преобразование рельефа дна эстуария, изменяющее высоту прилива или трассы действия приливных течений, отразится на продуктивности системы эстуария.

Фотосинтез растений, прямо зависящий от интенсивности солнечного света, обнаруживает сильную зависимость от глубины - важнейшего геоморфологического параметра водных экосистем. Она

близка к экспоненциальному распределению. На берегах Гебридских островов для популяции ламинарии урожай на корню на глубинах от 4 до 24 м уменьшается примерно в 30 раз (рис.170).

Рис.170. Урожай на корню популяции *Laminaria hyperborea* (кг вл. веса на м<sup>2</sup> по вертикали) на берегах Гебридских островов в зависимости от глубины

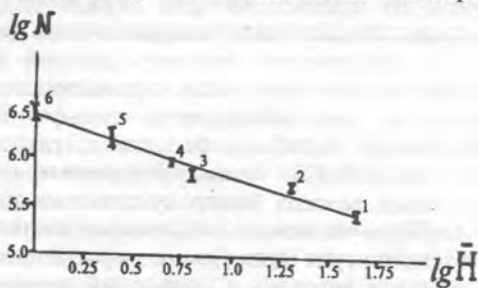


Важная роль микроорганизмов в прибрежных водах отмечена многими исследователями, а Ю.Одум (Odum, 1980) считает

микробияльную компоненту наиболее существенным предметом в исследовании эстуариев. Среди разнообразных функций микроорганизмов необходимо отметить контроль ими химической среды эстуариев, главную роль в минерализации органического вещества, важнейшую трофическую роль.

Пограничный слой воды и осадков - зона наиболее концентрированного распределения микроорганизмов. В лабораторных условиях образцы морской воды инкубировались 5 дней при температуре 16° в стеклянных сосудах с различной площадью твердой поверхности (Zobell, Allen, 1935). Поразительно, что 40-кратное увеличение площади смоченной твердой поверхности на единицу объема сопровождалось 10-кратным увеличением числа бактерий. Эти экспериментальные данные нами представлены на билогарифмической шкале (рис. 171), и численность бактерий оказалась обратно пропорциональной средней глубине.

Рис.171. Соотношение между числом бактерий (по вертикали) и глубиной (по горизонтали)



Несмотря на ограниченный объем данных, они указывают на фундаментальную и далеко нетривиальную роль геоморфологических условий в бактериальных процессах.

Этим примером не исчерпывается биопродукционное значение рельефа дна. Зависимость урожая рыб, выраженная в кг на га в год, от средней глубины бассейна на билогарифмической шкале выражается прямой линией. Первая точка соответствует океану в целом, промежуточные - морям с условиями, близкими к эстуарийным (Черное, Каспий, Северное), остальные - эстуариям различных районов мира, последняя точка с максимальной продуктивностью около 1000 кг на га характеризует физически предельную величину урожая рыб в тамбаках (искусственных прудах - миниэстуариях) Индонезии (рис.172).

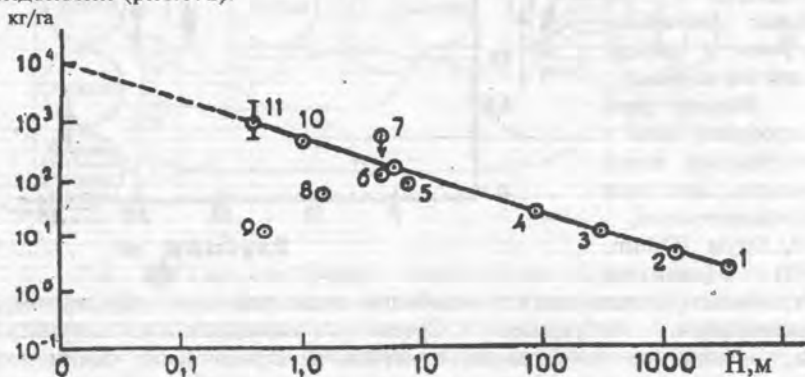


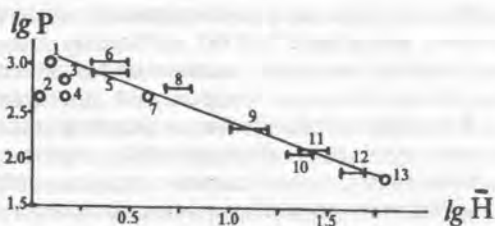
Рис.172. Связь урожая рыбы по величине годового улова (кг на га) с отношением объема эстуариев и солоноводных морей к площади их акватории, т.е. с их средней глубиной (м). 1 - Мировой океан; 2 - Черное море, 3 - Каспийское море, 4 - Северное море, 5 - Азовское море, 6 - Чесапикский залив, 7 - лагуна Эбрии, 8 - Северный Сиваш, 9 - лагуна Матре, 10 - эстуарий Себин-Лейк, 11 - тамбаки Индонезии

Еще большее биопродукционное значение имеет рельеф дна для бентоса. По убеждению автора, интенсификация процессов обмена, одним из приемов которой служит увеличение поверхности границ вода-дно, служит средством увеличения биопродуктивности.

Зависимость биомассы донной фауны от глубины показана статистической обработкой картометрических материалов. В частности, для поверхности шельфа Тихого океана коэффициент корреляции биомассы бентоса и глубины имел весьма высокое значение - 0,923. Нами предпринята попытка анализа зависимости некоторых важных биопродукционных показателей донных животных от глубины на основе тщательных данных многолетних исследований биоценозов губа Чула Белого моря (Голиков и др, 1985). Исследования охватывали литораль и подводный склон до глубин 62-65 м. В этом районе также выявляется аналогичная зависимость биопродукционных показателей от локальной глубины (рис. 173).. Некоторые отклонения

экспериментальных точек в области малых глубин можно считать вполне укладывающимися в разнообразие геоморфологических условий зоны осушки, а кроме того на биопродукции явно сказываются стрессовые условия вблизи уреза из-за сезонного наличия ледового покрова и периодического возникновения здесь отрицательных температур.

Рис. 173. Соотношение между полной продукцией,  $\text{кДжм}^{-2}\text{год}^{-1}$  (по вертикали) и локальной глубиной, м (по горизонтали) для биоценозов губы Чупа (Белое море) по экспериментальным данным (Голиков, Скарлато, Гальцова, 1985).



Хотя физическая среда определяет скорость изменения и часто устанавливает пределы, достигаемые сообществом в процессе развития, в ходе развития сообщество меняет физические характеристики среды, среда контролируется сообществом. В итоге развития формируется стабилизированная система, в которой на единицу поступающей энергии обеспечивается максимальная биомасса (или высокое содержание информации) и наибольшее число взаимосвязей между организмами. Максимизация потребления энергии обеспечивается условиями системы. Если физическая среда не экстремально резко изменяет свои параметры, если довольно велик приток энергии, если он превышает цену существования ("прожиточный минимум"), а генетическая информация оказывается пригодной, остающиеся потоки энергии могут быть использованы для создания системы комплексного взаимодействия между организмами, существенно специализированными по их функциям, поведению, окраске, форме и т.д. Если система развивается в условиях длительного постоянства физических условий, она достигает фантастического разнообразия, которым характеризуется, например, экосистема коралловых рифов.

Повышение уровня разнообразия улучшает использование энергии, но для поддержания самого разнообразия требуются дополнительные затраты энергии. Движущая сила такого изменения системы - увеличение эффективности ее работы в целях конкуренции с другими альтернативными системами.

Признаком развития и жизнеспособности системы является эффективное использование всех элементов структуры на пополнение энергии, поддержание энергетического базиса.

Теоретической основой для проведения антропогенных преобразований в береговой зоне моря в настоящее время служит

представление о зависимости баланса наносов в ее пределах от соотношения интенсивности поступления и потерь наносов, то есть от чисто физических явлений, связанных с переносом твердого вещества. Такой подход, будучи верным по существу, уже не отвечает уровню современных знаний о взаимодействии компонентов географической системы береговой зоны моря. Особенно наглядно его ограниченность проявляется при попытках решения, например, берегоукрепительных проблем на берегах с доминированием внутрисистемного (биогенного) питания наносами. Но и на берегах, где казалось бы, физические компоненты системы являются ведущими, и путем строительства берегоукрепительных сооружений достигается декларируемая цель - предотвращение дальнейшего размыва территорий, после проведения соответствующих мероприятий - часто начинают проявляться нежелательные последствия такого ограниченного подхода, - возникновение антисанитарного состояния прибрежных вод и наносов, обеднение биоты, угроза здоровью и жизни человека. В частности, гладкостенные железобетонные берегозащитные сооружения, сокращая физическую поверхность для заселения и добычи пищи, могут наносить прибрежным сообществам значительный урон. Так, в результате берегозащитных работ в районе Одессы (Зайцев, 1978) численность основных биофильтраторов воды - мидий - сократилась на 2/3, бычков - на 4/5, креветок и крабов - в 10-20 раз. Между тем, прибрежный пояс черноморских мидий обеспечивал добычу до 2000 т/год. Но гораздо важнее, что фильтрационный аппарат мидий пропускал в одни сутки больше воды, чем ее приносилось всеми реками, впадающими в Черное море, за год.

Единственным средством избежать в будущем значительных и неэффективных затрат является переход к новой концепции преобразовательской деятельности человека на берегах, принципиальной основой которой должно быть отношение к береговой зоне как к сфере многоцелевого использования, а в центре внимания должна находиться географическая система береговой зоны моря, организованная в интересах максимизации использования энергии, поступающей из многих источников. Именно интересы природной системы (в том числе и человека как части системы), а не узко понимаемые "интересы человека" должны быть поставлены во главу угла новой концепции взаимодействия человека с природой.

## Рекомендуемая литература

- Айбулатов Н.А. (ред.) Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М., 1990, 208 с.
- Анцыферов С.Н., Косьян Р.Д. Взвешенные наносы в верхней части шельфа. М., 1986, 224 с.
- Аксенов А.А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., 1972
- Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М., 1987, 278 с.
- Артюхин Ю.В., Алексеев В.В. Бентогенная аккумуляция на берегах и шельфе морей. Апатиты, 1989, 84 с.
- Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М., 1980, 158 с.
- Берд Э.Ч.Ф. Изменения береговой линии. Л., 1990, 255 с.
- Береговые процессы бесприливного моря. Гданьск, 1978, 482 с.
- Бровко П.Ф. Развитие прибрежных лагун. Владивосток, 1990, 148 с.
- Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М., 1989, 269 с.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962, 710 с.
- Ионин А.С. Рельеф шельфа Мирового океана. М., 1992, 256 с.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М., 1987, 205 с.
- Ингл Дж. Движение пляжевых песков. Л., 1971, 225 с.
- Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М., 1962, 188 с.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М., 1991, 479 с.
- Коротасв В.Н. Геоморфология речных дельт. М., 1991, 224 с.
- Косьян Р.Д., Пыхов Н.В. Гидрогенные перемещения осадков в береговой зоне моря. М., 1991, 280 с.
- Лебедев В.Л. Граничные поверхности в океане. М., 1986, 192 с.
- Леонтьев Н.О. Динамика прибойной зоны. М., 1989, 184 с.
- Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М., 1961, 418 с.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 1975, 336 с.
- Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М., 1973, 261 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океане. М., 1963, 379 с.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М., 1994, 448 с.
- Литвин В.М., Федоров В.В. Мир подводных ландшафтов. Спб., 1994, 134 с.
- Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., 1963, 379 с.

Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А. Речные дельты. Л., 1986, 280 с.

Морская геоморфология: Терминологический справочник.

Береговая зона: процессы, понятия, определения. М., 1980, 280 с.

Павлидис Ю.А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время. М., 1992, 272 с.

Пешков В.М. Галечные пляжи неприливных морей. Автореферат на соискание ученой степени доктора географических наук. М., 1994, 62 с.

Процессы механической дифференциации обломочного материала в морских условиях. М., 1981, 183 с.

Руководство по методам исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях. М., 1975, 240 с.

Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М., 1978, 263 с.

Сафьянов Г.А. Инженерно-геоморфологические исследования на берегах морей. М., 1987, 150 с.

Сафьянов Г.А. Эстуарии. М., 1987, 189 с.

Шелард Ф.П. Морская геология. Л., 1969, 462 с.

Шулейкин В.В. Физика моря. М., 1968, 1084 с.

Шуляк Б.А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. М., 1971, 400 с.

Bird E.C., Schwartz M.L. The worlds coastline. N 4, 1985, 1071p.

Horicawa K.(Ed.) Nearshore dynamics and coastal processes. Tokio, 1988.

Jonson D.W. Shore processes and shoreline development. N.Y., London, 1965 (1918), 584 p.

Pethick J. An introduction to coastal geomorphology. 1984, 260 p.

Komar P.D. Beach process and sedimentation. Prentice-Holl, 1976, 428 p.

Dynamical process in coastal regions. Sofia, 1990, 190 p.

Schwartz M.L. The encyclopedia of beaches and coastal environments. Strondsburg, 1982, 940 p.

Thom B.G.(Ed.) Coastal geomorphology in Australia. Sydney etc., 1984

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

## Оглавление

|   |     |
|---|-----|
| Предисловие .....   | 3   |
| 1. Введение .....   | 5   |
| 2. Предмет, содержание и методы геоморфологии морских берегов               | 9   |
| <b>Часть 1.ГИДРОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ</b>                                 |     |
| 3. Источники энергии гидродинамических процессов .....                      | 17  |
| 4. Волны в береговой зоне моря .....  | 19  |
| 5. Разрушение волн и прибойный поток .....                                  | 51  |
| 6. Течения и длинные волны .....  | 63  |
| 7. Приливы .....  | 87  |
| <b>Часть 2.ЛИТОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ</b>                             |     |
| 8. Литодинамические процессы .....  | 93  |
| 9. Абразия .....  | 103 |
| 10. Основные сведения о прибрежно-морских наносах .....                     | 121 |
| 11. Осадки береговой зоны океана .....                                      | 129 |
| 12. Общие вопросы взаимодействия потоков с поверхностью сыпучей среды ..... | 137 |
| 13. Поперечное перемещение наносов .....                                    | 145 |
| 14. Вдольбереговое перемещение наносов .....                                | 163 |

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 15. | Влияние колебаний уровня на динамику наносов . . . . .                             | 187 |
| 16. | Моделирование как метод геоморфологических исследований в береговой зоне . . . . . | 195 |
| 17. | Баланс наносов береговой зоны океана . . . . .                                     | 203 |

### Часть 3. МОРФОДИНАМИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

|     |   |     |
|-----|---|-----|
| 18. | Типы берегов Мирового океана . . . . .                      | 217 |
| 19. | Абразионные формы рельефа береговой зоны . . . . .          | 223 |
| 20. | Аккумулятивные формы рельефа береговой зоны . . . . .       | 233 |
| 21. | Морфодинамика галечного пляжа . . . . .                     | 253 |
| 22. | Морфодинамика песчаного пляжа . . . . .                     | 261 |
| 23. | Эоловые формы рельефа морских побережий . . . . .           | 271 |
| 24. | Берега, формируемые волновыми процессами . . . . .          | 281 |
| 25. | Берега приливных морей и областей нагонов . . . . .         | 291 |
| 26. | Берега приморских аллювиальных равнин . . . . .             | 305 |
| 27. | Фитогенные берега . . . . .                                 | 326 |
| 28. | Биогенные берега . . . . .                                  | 333 |
| 29. | Эстуарии и лагуны . . . . .                                 | 349 |
| 30. | Прикладные проблемы геоморфологии морских берегов . . . . . | 379 |
| 31. | Береговая зона моря как геосистема . . . . .                | 387 |
|     | Рекомендуемая литература . . . . .                          | 396 |

G. A. Safyanov  
COASTAL GEOMORPHOLOGY  
Contents

|  |     |
|--|-----|
| Foreword . . . . .   | 3   |
| 1. Introduction . . . . .  | 5   |
| 2. Object, contents and methods of coastal geomorphology . . . . . | 9   |
| Chapter 1. HYDRODYNAMICS OF COASTAL ZONE                           |     |
| 3. Sources of energy . . . . .                                     |     |
| 4. Wind waves in coastal zone. . . . .                             | 17  |
| 5. Wave breaking and surf zone . . . . .                           | 19  |
| 6. Currents and long waves . . . . .                               | 51  |
| 7. Coastal tides . . . . .   | 63  |
| Chapter 2. LITHODYNAMICS OF COASTAL ZONE                           |     |
| 8. Lithodynamical processes . . . . .                              | 93  |
| 9. Abrasion . . . . .  | 103 |
| 10. General peculiarities of coastal zone material . . . . .       | 121 |
| 11. Coastal sediments . . . . .                                    | 129 |
| 12. Sediment movement due to fluid forces . . . . .                | 137 |
| 13. Cross-shore sediment transport . . . . .                       | 145 |
| 14. Longshore sediment transport . . . . .                         | 163 |
| 15. Coastal dynamics and sea-level . . . . .                       | 187 |

|  |   |     |
|--|---|-----|
| 16.  | Modelling as a method of geomorphologic research<br>in coastal zone . . . . . | 195 |
| 17.  | Coastal sediment budget. . . . .  | 203 |
| <b>Chapter 3. MORPHODYNAMICS OF COASTAL ZONE AND<br/>COASTAL GEOMORPHOLOGY</b> |   |     |
| 18.  | Coastal classification. . . . .   | 217 |
| 19.  | Cliffs and shore platforms . . . . .  | 223 |
| 20.  | Aggradational features . . . . .  | 233 |
| 21.  | Morphodynamics of shingle beach. . . . .                                      | 253 |
| 22.  | Morphodynamics of sand beach. . . . .   | 261 |
| 23.  | Coastal sand dunes and other eolian landforms . . . .                         | 271 |
| 24.  | Wave erosion and marine deposition coasts . . . . .                           | 281 |
| 25.  | Tidal landforms . . . . .   | 291 |
| 26.  | Alluvial plain coasts. . . . .  | 305 |
| 27.  | Phytogenetic coasts . . . . .   | 326 |
| 28.  | Biogenetic coasts . . . . .   | 333 |
| 29.  | Estuaries and lagoons . . . . .   | 349 |
| 30.  | Applied coastal geomorphology . . . . .                                       | 379 |
| 31.  | Coastal zone as geosystem . . . . .   | 387 |
|  | References . . . . .  | 396 |

---

Г.А.Сафьянов  
ГЕОМОРФОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ  
ЛР N 060775 от 25.2.92.

Подписано в печать 01.03.96 Бумага офсетная N 1. Формат 60x90  
1/16. Печать офсетная. Усл. п. л. 25,0. Тираж 1000 экз. Заказ N