

Ю.Д.Шуйский

# Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей

Трубопроводному  
коллектору и старшему  
всему инженеру  
в зоне ответственности  
автора - Ю.Д.Шуйский  
24.05.1986



Ленинград. Гидрометеиздат 1986

Рецензент канд. геогр. наук Н. А. Айбулатов (ИОАН СССР)

На основании современных представлений о развитии береговой зоны, теории прибрежно-морской седиментации, механизмов развития абразионных и аккумулятивных процессов, а также результатов инструментальных натурных исследований и аналитических разработок решаются проблемы внешних литодинамических связей береговой зоны с Мировым океаном и сопредельной сушей. Выполнены расчеты отдельных приходных и расходных элементов баланса осадочного материала в береговой зоне, что позволило установить наиболее общие тенденции современного развития береговой зоны ряда морей. Предлагается методика соответствующих расчетов.

Книга рассчитана на океанологов, геоморфологов, географов, литологов, специалистов по водохранилищам, по портовому, берегоукрепительному, коммунальному строительству, студентов старших курсов соответствующих специальностей.

The book by Yu. D. Shuisky "Problems of Drifts Balance Investigation in Coastal Zone" discusses problems of external lithodynamic connections of coastal zone with the World Ocean and with adjoining mainland. It proceeds from the modern ideas of coastal zone development, coastal sedimentation theory, schemes of abrasional and accumulative processes, and also from the results of instrumental field research and analytical studies. The author presents calculations for separate elements of receipts and expenses in the sedimentary material balance in coastal zone, which have allowed to find out the most general regularities in coastal zone development on a number of seas; the technique of the calculations is discussed, too.

The book is intended for oceanologists, geomorphologists, geographers, lithologists, specialists in water bodies, in coastprotecting and port-constructing engineering, and also for senior students of the above-mentioned specialities.

## Монография

Юрий Дмитриевич Шуйский  
ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ  
БАЛАНСА НАНОСОВ  
В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ  
МОРЕЙ

Редактор Л. А. Чепелкина. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор И. Б. Михайлова.

ИБ № 1612

Сдано в набор 24.02.86. Подписано в печать 09.06.86. М-15164. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 15,0. Кр.-отт. 15,0. Уч.-изд. л. 18,12. Тираж 690 экз. Индекс ОЛ-225. Заказ № 158. Цена 3 р. 10 к.

Гидрометеониздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6

Ш 1903030100—113  
069(02)—86 41—86

© Гидрометеониздат, 1986 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение береговой зоны морей и океанов является составной частью комплексных исследований Мирового океана. Эти исследования вносят вклад в решение задач портового, курортного, берегоукрепительного строительства, разведки и освоения месторождений твердых полезных ископаемых, помогают обеспечить благоприятную навигационную обстановку и др. Внедрение научных достижений в практику, в том числе и достижений по изучению Мирового океана, может определить оптимальное соотношение между характером хозяйственного использования и состоянием природных ресурсов, т. е. их рациональное использование. Актуальность проблемы подчеркивается важнейшими государственными документами: Постановлением ЦК КПСС и СМ СССР от 29 декабря 1972 г. «Об усилении охраны природы и улучшении использования природных ресурсов», Постановлением ЦК КПСС и СМ СССР от 16 января 1976 г. «О мерах по предотвращению загрязнения бассейнов Черного и Азовского морей». Постановлением ЦК КПСС и СМ СССР от 1 декабря 1978 г. «О дополнительных мерах по усилению охраны природы и улучшению использования природных ресурсов» и др.

Основной задачей данной работы является изучение современных элементов баланса осадочного материала и на этой основе количественная оценка литодинамической функции береговой зоны как среды образования и переработки материала, как важного литодинамического звена Мирового океана. Одновременно ставилась задача возможно максимально обобщить имеющиеся данные и на их основе разработать расчетные схемы, которые помогли бы определить общие тенденции развития береговой зоны и выявить элементы прогнозирования ряда морфо- и литодинамических процессов.

Проблема баланса осадочного материала до сих пор изучена слабо. Ее разработка открывает новые перспективы познания процессов взаимодействия суши и океана в береговой зоне, позволяет более обоснованно подойти к решению важных народнохозяйственных задач, выполняет один из существенных пробелов — оценку роли береговой зоны в преобразовании осадочного материала, питании им прибрежно-морских и глубоководных осадков, в соотношении отдельных источников поступления осадочного материала в различных природных условиях. До недавнего времени решение этих задач было невозможно. И лишь сейчас, когда накопилось значительное количество данных исследований прибрежно-морских процессов, сложились благоприятные условия для выполнения такой работы.

Важное значение имеют и недавно появившиеся новые теоретические разработки по динамике береговой зоны. К их числу

можно отнести результаты изучения режима волн, прибрежных волновых и приливных течений, создание моделей циркуляции вод над подводными склонами разной крутизны и разной степени расчлененности, получение представлений о роли подводных каньонов в динамике берегов, выяснение процессов развития устьевых областей рек. И конечно же, нельзя изучать баланс осадочного материала без сложившихся фундаментальных представлений по динамике и морфологии береговой зоны моря. Таким образом, решение данной проблемы базируется на теоретическом и фактологическом фундаменте учения о берегах.

Будучи слабо изученной проблема баланса наносов потребовала дополнительных методических и понятийных разработок. Прежде всего нужно было определить новый подход, который позволил бы решить задачи, связанные не только с внутренними, структурными, литодинамическими чертами береговой зоны, но и выявить характер внешних ее литодинамических связей. В основу этого подхода взято представление о береговой зоне как составном природном звене Мирового океана. При таком подходе процесс накопления прибрежных наносов и определение их количества предлагается рассматривать как один из расходных элементов баланса осадочного исходного материала, а образование материала внутри береговой зоны под влиянием процессов абразии — в качестве приходного элемента. Это потребовало разработки новой технологической схемы обработки проб горных пород и прибрежных наносов, позволившей получать конечные результаты в абсолютном выражении, а не в относительном (процентном). Применение этой схемы при изучении осадочного материала различного происхождения может быть успешным лишь в случае учета всех приходных и расходных элементов баланса.

Решение основной задачи работы заставило разработать новые, динамические классификации форм прибрежно-морского рельефа. Это относится в первую очередь к абразионным (надводным и подводным) и аккумулятивным формам. В основе разработанных классификаций лежит принцип, согласно которому изменения форм рельефа одновременно сопровождаются перераспределением осадочного вещества и изменением его состава. Причем динамика абразионных форм всегда сопровождается поступлением материала, а динамика аккумулятивных форм может свидетельствовать как о приходе его в береговую зону, так и о выносе в открытое море или сушу.

Разработка проблемы баланса осадочного материала в береговой зоне позволила предложить новый подход к решению ряда народнохозяйственных задач. Так, удалось по-новому рассчитать мощность вдольберегового потока наносов, скорости накопления осадков в водных бассейнах, заносимость судоходных каналов, устойчивость искусственных пляжей и др. Эти разработки были учтены при составлении Генеральной схемы берегоукрепления на берегах Черного моря в пределах УССР, при строительстве и



эксплуатации берегоукрепительных комплексов в Одессе, Ялте и Сочи, при разработке Генеральной схемы комплексного использования берегов Черного и Азовского морей в пределах Краснодарского края, при оценке влияния подводной добычи морских строительных песков на сопредельные берега и др.

Материал, положенный в основу работы, собран автором в основном в результате многолетних исследований (главным образом стационарных) на берегах Черного, Азовского и Балтийского морей, во время экспедиционно-маршрутных работ на этих, а также на Белом, Чукотском, Охотском и Японском морях, путем изучения гидрографических, топографических карт и аэрофотоснимков берегов Черного, Азовского, Балтийского, Северного, Белого, Баренцева, Чукотского, Охотского и Берингова морей.

Многие вопросы данной работы автор неоднократно обсуждал, а некоторые совместно разрабатывал с Н. А. Айбулатовым, Г. Н. Аксентьевым, В. А. Барановским, Д. Я. Бертманом, В. Л. Болдыревым, П. Ф. Бровко, В. И. Будановым, М. М. Букановым, Г. В. Выхованец, Н. В. Есиным, Г. С. Золотаревым, П. А. Каплиным, А. Е. Коваленко, А. Г. Кикнадзе, О. К. Леонтьевым, Л. Г. Никифоровым, В. И. Огородниковым, В. С. Петренко, Б. А. Поповым, Л. Б. Розовским, Г. А. Сафьяновым, В. А. Совершаевым, О. В. Суздальским, Ф. А. Щербаковым, К. В. Яблоковым и др. Всем перечисленным коллегам и друзьям приношу самую глубокую благодарность за критику, советы, представленный фактический материал, помощь при экспедиционных и камеральных работах. Я чрезвычайно признателен моему учителю профессору В. П. Зенковичу, оказавшему влияние на формирование моих научных взглядов и помогавшему в течение многих лет своими советами и консультациями.

Исследование баланса наносов в береговой зоне морей и океанов занимает все более заметное место в учении о берегах и морской геоморфологии в связи с необходимостью количественных оценок литодинамических процессов, развития представлений о механическом преобразовании терригенного осадочного материала в прибрежно-морских фациальных условиях, определения береговой зоны как одного из важных литодинамических звеньев Мирового океана. Решать эти вопросы можно лишь при условии объяснения формулировок, понятий, постановки вопроса, изложении основных методических приемов и способов исследования.

### 1.1. Постановка вопроса

С позиций учения о берегах и морской геоморфологии любые изменения прибрежно-морского рельефа сопровождаются литодинамическими процессами и, наоборот, любой литодинамический процесс указывает на соответствующие деформации рельефа. В береговой зоне морей формируется своеобразный рельеф, что приводит к преобразованию любого осадочного материала независимо от источника его поступления. Это дало возможность В. П. Зенковичу [23] впервые определить *береговую зону* как мощный фильтр осадков, часть которых задерживается в ней, а другая часть выносится за ее пределы в глубоководные части водных бассейнов. Позже на эту важную роль береговой зоны указывал О. К. Леонтьев [42], а в 1962 г. В. П. Зенкович писал [23]: «... во всех процессах развития береговой зоны моря громадную роль играют массы рыхлого материала, который образуется на берегу и на дне при разрушении коренных пород или выносится с суши реками и временными водными потоками». И далее: «Волны и течения в зависимости от характера профиля дна и очертаний берега удаляют весь рыхлый материал с одних участков и отлагают его на других..., а мелкий материал... может быть вынесен за пределы береговой зоны».

Более четко эта важнейшая роль береговой зоны сформулирована в работах А. А. Аксенова [6] и В. В. Лонгинова [46]. Так, Лонгинов (с. 10) пишет: «Морфологическими и энергетическими особенностями береговой зоны определяются и особенности ее литодинамики, наиболее специфическими признаками которой в первом приближении можно считать: а) интенсивность миграций материала литосферы во всех направлениях и особенно вдоль изобат; б) непрерывное поступление обломочного материала с суши; в) интенсивную дифференциацию этого материала; г) преобладание циклических, обратимых перемещений над не-

обратимыми, приводящими к выносу материала за пределы береговой зоны». И затем формулируется одно из узловых направлений литодинамики океана и морской геоморфологии: «... береговая зона является фильтром для материала, поступающего в океан с суши, фильтром, который задерживает для последующей переработки или длительного хранения терригенный материал и питает им остальные зоны океана».

Как видим, на протяжении нескольких десятков лет почти все крупные сводки по динамике береговой зоны отмечали важность ее как *фильтра осадочного материала*. Однако дальше постановки вопроса и освещения некоторых его аспектов дело не продвинулось и поныне. Большинство исследователей наиболее общим свойством указанного фильтра признавали разделение исходного материала на мелкозернистые (взвешенные) и крупнозернистые (влекомые) фракции, причем остающиеся в береговой зоне крупнозернистые приобретают высокую отсортированность и окатанность. Выяснилось также, что прибрежно-морские наносы содержат намного больше тяжелых минералов, чем питающие коренные породы [61, 74], а содержание минералов в наносах прямо зависит от их содержания в породах.

Во многих работах предпринимались попытки дать цельную картину функционирования береговой зоны как механического фильтра для осадочного материала по схеме, сформулированной Лонгиновым [46], но они оканчивались неудачно, поскольку не было найдено путей решения проблемы, поэтому до сих пор нет четкого представления о роли береговой зоны как составного литодинамического звена Мирового океана.

подавляющее большинство исследований рассматривает береговую зону со структурных позиций, т. е. изучает внутренние процессы, ограничиваясь признанием Мирового океана как источника энергии, а суши — как источника осадочного материала. Только в отдельных работах береговая зона рассматривается с позиций природной литодинамической системы как составной части Мирового океана, как зона обмена материалом между сушей и океаном и трансформации материала в прибрежно-морских фациальных условиях.

Литодинамическая деятельность береговой зоны подчиняется одному из основополагающих законов современного естествознания — закону сохранения массы и энергии. Успешное изучение этой деятельности, как показал опыт общих физико-географических исследований [7, 58], можно обеспечить с помощью балансового метода.

Таким образом, постановку вопроса можно представить как изучение литодинамического функционирования береговой зоны (природной системы) с помощью балансового метода. Это функционирование обеспечивается определенными запасами энергии, преимущественно механической, которая тратится на мобилизацию, распределение, преобразование исходного обломочного материала, при которых часть материала выносится в Мировой океан,

другая, меньшая, часть идет на построение прибрежно-морских толщ наносов и самая малая часть после волновой переработки возвращается обратно на сушу.

## 1.2. Основные понятия и их определения

Метод балансов помогает понять лишь те явления, которые совершаются в масштабах или в сфере анализируемых потоков энергии и вещества, согласно принципу соответствия уровней организации естественных систем: каждый процесс или явление должны занимать свойственный только им уровень в иерархии природных систем. Более тонкие или более грубые механизмы развития природных систем рассматриваются уже с позиций иных иерархических уровней.

В соответствии с этим балансовый метод применяется к береговой зоне как переходной от суши к океану, как к *литодинамическому звену глобальной природной системы*, согласно принципам, высказанным Зенковичем [22, 23] и Лонгиновым [46].

Понятие «баланс» заимствовано из экономики, в которой под этим термином понимаются два сопоставимых перечня: ценностей, вошедших в данную экономическую систему за отчетный период, и ценностей, которые из нее вышли. Само слово «баланс» происходит от латинского *bilanx*, т. е. имеющий две весовые чаши, и имеет ряд толкований. По аналогии с экономикой в учении о берегах и в геоморфологии это слово трактуется как система показателей, которая характеризует соотношение или равновесие в каком-либо изменяющемся явлении. Применительно к балансу осадочного материала в береговой зоне автор предлагает определять баланс как систему показателей, которые характеризуют соотношения отдельных приходных и расходных элементов (соответственно на входе в береговую зону и на выходе из нее) *в пространстве и во времени в изменяющейся природной системе береговой зоны*. Такая формулировка отсутствует даже в работах, посвященных балансу наносов в береговой зоне (например, [54]).

Соответственно предлагается различать такие разновидности осадочного материала:

1) материал, поступающий в береговую зону из разных источников. Его состав не соответствует тому, который присущ прибрежно-морским фаціальным условиям. Не весь этот материал подвергается переработке волнами и сопровождающими их течениями — частично он достигает лишь входа в береговую зону, поскольку откладывается в дельтах, лагунах, заливах, или, минуя ее, сразу сбрасывается, например, в подводные каньоны;

2) материал, по своему составу соответствующий прибрежно-морским фаціальным условиям. В настоящее время он обычно находится в подвижном состоянии в составе *слоя волновой переработки*, а также слагает современные и древние аккумулятивные

формы. Он представляет собой часть исходного материала, сносимого в береговую зону из разных источников;

3) материал, находящийся в береговой зоне, но не соответствующий ее фаціальным условиям. Это чаще всего частицы, способные взвешиваться во время волнений и удаляться течениями в открытое море. Этот материал, названный Зенковичем [23] наносами неволнового поля, поступает из разных источников в «готовом виде» или продуцируется непосредственно в береговой зоне под влиянием процессов истирания или шлифовки. Другая разновидность этого материала, представленная крупными обломками и глыбами, также не соответствует прибрежным фаціальным условиям, испытывает тенденцию к дезинтеграции, дроблению и истиранию (превращению в более мелкие частицы).

Метод балансов предусматривает изучение поступления, преобразования исходного осадочного материала, превращения его в перечисленные разновидности и распределения этих разновидностей в море.

По-иному трактуется «баланс наносов» в недавно изданном терминологическом справочнике [54]. В соответствии с этой трактовкой, термин «баланс» часто подменяется термином «бюджет». Нередко говорят о бюджете, подразумевая запасы наносов в береговой зоне. Последнее более корректно, поскольку отождествление понятий «баланс» и «бюджет» недопустимо; понятие «бюджет» применяется только к денежному обороту, за одним исключением «бюджет времени». В данной работе допускается применение термина «бюджет» для второй разновидности осадочного материала при его выделении с помощью балансового метода.

Усвоение береговой зоной масс различного по происхождению осадочного материала сопровождается его дифференциацией. В данном случае наиболее характерным процессом является механическая дифференциация [6, 23, 46, 54]. В настоящее время в литературе принято считать дифференциацией распределение второй разновидности материала (наносов «волнового поля») на разных участках береговой зоны: вдоль берега, по поперечному профилю и по мощности слоя волновой переработки. С позиций структурных литодинамических особенностей береговой зоны это правомерно, однако такое понимание процесса дифференциации неподходяще с системных позиций анализа береговой зоны как открытой литодинамической системы, как зоны обмена и преобразования исходного осадочного материала. Поэтому процесс дифференциации в данной работе представляется как процесс преобразования исходного материала в прибрежных фаціальных условиях, изменения его состава. В результате такого преобразования исходный материал превращается в наносы «волнового» и «неволнового поля», во вторую и третью разновидности осадочного материала.

Выделим отдельные разновидности процесса дифференциации.

Прежде всего надо упомянуть о предварительной механической дезинтеграции исходных обломков породы. Основная часть оса-

дочного материала поступает в море с суши, из аэральных в аквальные условия, при которых водонасыщается (в частности, материал абразии, вулканогенный, эоловый). Водонасыщение приводит к нарушению структурных связей, что чаще всего способствует уменьшению прочности пород. В этот процесс вовлекаются главным образом рыхлые сцементированные и полускальные породы с карбонатным цементом.

Вторая разновидность дифференциации связана с действием гидрогенных факторов и различиями гидравлической крупности наносов и обусловливается разными скоростями и продолжительностью движения наносов в волновом и волноприливном поле: опережение одних частиц другими приводит к концентрации в береговой зоне более крупных и выносу за ее пределы более мелких наносов.

Третья разновидность связана с аэральными условиями. Это — изменение состава пород и их состояния под влиянием выветривания на береговых склонах. Проявляется в условиях развития денудационных форм рельефа на берегах. Наиболее действенна в районах залегания скальных пород.

Четвертая разновидность дифференциации связана с режимом движения в волновом потоке грубозернистых наносов гравийной и более крупных фракций. Такие грубозернистые наносы подвергаются истиранию, дроблению и обеспечивают абразивный эффект. Итогом процесса является уменьшение размеров грубых наносов и продуцирование тонкозернистой взвеси.

Преобладание той или иной разновидности дифференциации связано с конкретными местными условиями развития прибрежно-морских процессов.

Другие, второстепенные с нашей точки зрения, понятия и их определения, применяемые в данной работе, взяты из терминологического справочника [54] или объясняются по ходу изложения.

### 1.3. Основные методы и принципы исследований

Исследования методом балансов обычно производятся в следующем порядке [7, 51, 73]:

- 1) составление предварительного списка элементов прихода вещества в береговую зону и расхода его;

- 2) выяснение ареалов и сроков действующих факторов и нанесение их на карту (схему, график и т. п.), профиль, диаграмму, в таблицу;

- 3) количественное измерение каждого элемента и проставление соответствующих величин в уравнение баланса;

- 4) выяснение разнообразия элементов баланса осадочного материала в зависимости от физико-географических условий (выполнение типизаций, классификаций);

- 5) подсчет приходной и расходной составляющих и их соотношений, выяснение тенденций литодинамической эволюции природной системы береговой зоны.

Составление предварительного списка элементов баланса осадочного материала связано со степенью полноты изученности береговой зоны. Этот список составляется в процессе полевых маршрутно-экспедиционных работ, и основным методом здесь является картографический. Он позволяет выяснить места впадения рек в море, длину и высоту клифов, площади бенчей, геологическое строение абразионных и аккумулятивных форм рельефа, рельеф подводного склона и др. Чем тщательнее закартированы берега, тем более точным является список элементов баланса.

Уже сейчас можно предложить следующий перечень элементов.

Приходные:

- твердый сток рек  $Q$ ,
- абразия бенчей  $d$ ,
- абразия клифов  $A$ ,
- органогенный материал (обломки кораллов, ракуша и др.)  $O_i$ ;
- золотой снос  $E_a$ ;
- ледовый вынос  $K_{qi}$ ;
- материал извержения вулканов  $I$ ;
- антропогенное поступление осадочного материала  $N_n$ .

Другие приходные элементы локальны и имеют ограниченное значение для литодинамических процессов береговой зоны Мирового океана или отдельного морского бассейна. В частности, к локальным можно отнести извержения грязевых вулканов, биогенный фактор в северных морях, флотационный вынос, оолитообразование и др.

Расходные:

- концентрация наносов «волнового поля», составляющих основную массу материала в аккумулятивных формах,  $O_b$ ;
- вынос прибрежно-морскими волновыми течениями взвешенных наносов «неволнового поля» за пределы береговой зоны  $O_{nt}$ ;
- вынос прибрежно-морских наносов ветром в надводные очаги золотой аккумуляции  $E'_a$ ;

- вынос материала льдом в открытое море  $K'_{gl}$ ;
- удаление наносов из береговой зоны по подводным каньонам  $T_g$ ;
- потери прибрежных наносов за счет их истирания  $K_{ист}$ ;
- вынос осадочного материала из береговой зоны приливными течениями  $T_{пр}$ ;
- антропогенный расход прибрежно-морских наносов  $N_p$ .

Кроме того, в ряде районов заметны потери наносов за счет их химического растворения, флотации осадков, органогенной переработки и др. Как приходные элементы, их можно учитывать для отдельных регионов, хотя в общее уравнение они и не вошли.

Часть перечисленных элементов отражает необратимость литодинамических явлений, как, например, абразия клифов и бенчей, снос в каньоны, потери на истирание. Другие элементы связаны

с обратимыми явлениями, например эоловый и ледовый процессы распределения материала.

Важнейшим методологическим принципом взаимоотношения приходных и расходных элементов баланса является равенство между ними, что соответствует закону сохранения и превращения вещества. Это дает право выразить их в виде уравнения

$$Q + d + A + O_t + E_a + K_{gl} + I + N_n = O_v + O_n + E'_a + K'_{gl} + \\ + T_g + K_{ист} + T_{пр} + N_p. \quad (1)$$

Это — уравнение общего вида, применяется при изучении полного баланса. В конкретных условиях отдельных береговых регионов проявляются не все элементы баланса, поэтому применяются сокращенные уравнения (изучается частный баланс осадочного материала).

Выяснение ареалов и сроков действия факторов дает возможность рассмотреть структуру элементов баланса. Выяснение ареалов также связано с картографированием, но только на карты наносятся участки преобладающего и соподчиненного проявления различных прибрежно-морских процессов. Например, насколько далеко сносится материал по подводному каньону и на рядом с ним расположенные участки. Изучение сроков проявления различных процессов дает возможность определить продолжительность действия элементов баланса, периоды их активизации и затухания. Примером могут служить сведения о периодичности абразионных явлений в полярных и умеренных широтах, об активизации процессов истирания наносов в штормовые сезоны года, о поступлении в береговую зону повышенного количества ракушки в периоды наиболее высокой продуктивности зообентоса.

Решение задач на этом этапе исследования баланса наносов требует применения не только экспедиционно-маршрутных исследований, но и данных стационарных наблюдений, сопоставления аэрофото- и космических снимков. Возможны типизации прибрежных явлений по ареалам распространения и временной изменчивости.

Количественное измерение каждого элемента баланса — наиболее трудоемкий процесс. Именно этим до недавнего времени тормозилось изучение баланса осадочного материала. Получение количественных значений требует массовых долговременных стационарных работ, охватывающих комплекс явлений в одном и том же регионе. В крайнем случае можно прибегнуть к аналогиям, но достоверность таких аналогий не всегда доказуема, не всегда проверяема и может существенно снижать качество результатов.

Числовое выражение элементов баланса должно быть представлено в определенных единицах измерения, принятых для всей суммы элементов, для региона в целом и на конкретный промежуток времени. При соответствующем обосновании проявление отдельных элементов можно распространять на длительные периоды.



После количественного определения приходных и расходных элементов берется и вычисляется их «балансовая разность», или «сальдо». Сальдо может быть положительным или отрицательным в зависимости от того, больше или меньше количество осадочного материала, вошедшего в береговую зону и вышедшего из нее. В результате можно узнать тенденцию к увеличению или уменьшению наносов в береговой зоне и осадочного материала, выносимого в открытое море или возвращаемого на сушу. Положительное и отрицательное сальдо объединяются под названием значимого; ему противопоставляется нейтральное сальдо, равное нулю.

Разнообразие и изменчивость элементов баланса, свойство литодинамической транзитности береговой зоны, способность наносов дифференцироваться приводят к тому, что балансовая разность для береговой зоны как открытой системы является нейтральной. Подсчет приходной и расходной составляющих балансового уравнения в среднем за многолетний период обычно дает нейтральное сальдо, хотя иногда за счет влияния неволновых факторов на короткое время оно может быть значимым. Значимость указывает на кратковременные литодинамические тенденции развития береговой зоны. Преобладание приходных элементов указывает на обогащение наносами второй разновидности береговой зоны и может иметь место при активизации источников поступления осадочного материала на фоне неизменного волнового режима и при неизменной продуктивности источников питания на фоне ослабления волнового режима. Усиление активности волнового режима может привести не только к увеличению количества поступающего в береговую зону материала, но и к активизации его выноса, компенсирующего поступления, например ветром на сушу в очаги эоловой аккумуляции, в лиманы и лагуны, в желоба подводных каньонов (в частности, латерального питания) и пр. Поэтому значимая балансовая разность практически всегда компенсируется процессами формирования профиля равновесия, и в этой связи правомерно ставить знак равенства между приходными и расходными элементами баланса.

В результате методических и методологических проработок оказалось, что наиболее приемлемым для применения балансового метода является системно-структурный принцип [7, 19, 58, 136]. Его использование позволило построить схему связей литодинамического функционирования береговой зоны как открытой природной системы на границе между сушей и Мировым океаном (рис. 1). В отличие от других схем, представленных в гл. 2, она отражает представления о береговой зоне как своеобразном фильтре, согласно формулировкам Зенковича [23] и Лонгинова [46].

Методика расчета продуктивности отдельных элементов баланса требует соблюдения ряда условий. Прежде всего должен выдерживаться принцип комплексности — изучение одного-двух элементов не дает возможности составить даже частного уравнения ба-

ланса. Исследования должны охватывать длительные промежутки времени.

В настоящее время уровень развития науки еще не позволяет выразить количественно элементы баланса осадочного материала для береговой зоны Мирового океана в целом. Поэтому на данном этапе наиболее эффективными являются региональные работы,

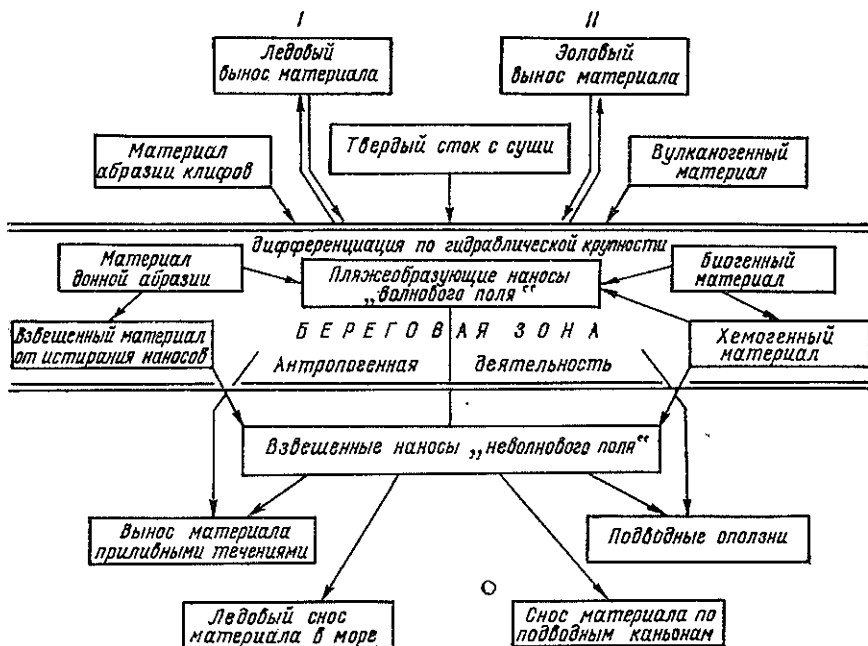


Рис. 1. Блок-схема литодинамического функционирования береговой зоны и взаимодействия отдельных элементов баланса осадочного материала.

I — группа гидрогенных элементов, II — неволновые элементы баланса.

позволяющие решить уравнение баланса в пределах участков или морей.

В качестве исходной пространственной единицы расчета баланса автором предлагается элементарная литодинамическая подсистема — часть береговой зоны как природной системы. Она представляет собой относительно однородный в структурно-геоморфологическом, климатическом и гидрометеорологическом отношении отрезок береговой зоны, в пределах, которого изменчивость береговых процессов минимальна. Подобные подсистемы в иностранной литературе получили наименования вдольбереговых ячеек. Они чаще всего ограничиваются сферой влияния вдольбереговых потоков и поперечных миграций наносов, в них абразийные и аккумулятивные процессы взаимосвязаны в наибольшей мере. Изменения рельефа, количества и состава наносов на одном отрезке трассы вдольберегового потока тут же сказываются

на динамике другого отрезка подсистемы. Поэтому можно считать, что участок береговой зоны, на котором развивается один поток наносов, представляет собой относительно автономную

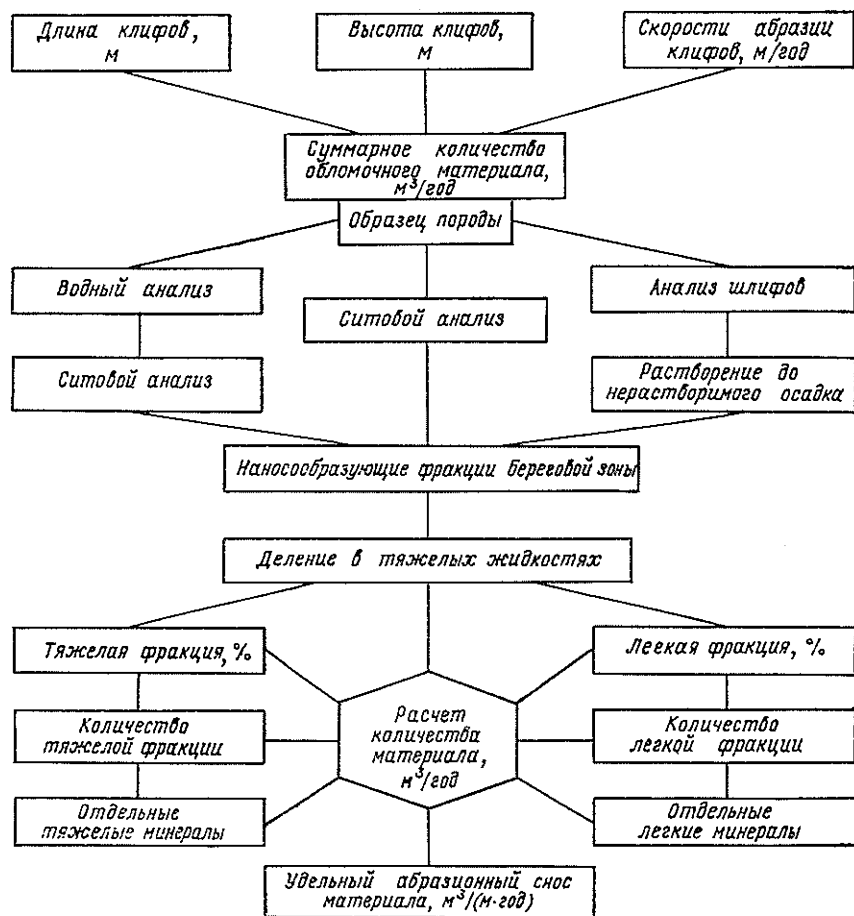


Рис. 2. Схема обработки образцов горных пород для расчета элементов баланса осадочного материала в береговой зоне на примере образцов из клифов.

прибрежно-морскую подсистему, характеризующуюся определенной структурой и особенностями литодинамических связей с сопредельными сушей и акваторией (и дном) океана (моря).

Для элементарной литодинамической подсистемы решается частное уравнение баланса осадочного материала. При этом выясняется характер обмена материалом по вертикали (с прибрежной суши и на сушу, вниз и вверх по подводному склону) и распределение наносов вдоль берега и по мощности слоя волновой переработки. Однако на крупных отрезках (в пределах береговых областей или водных бассейнов в целом) береговая зона состоит из

некоторой совокупности подобных автономных подсистем. При расчетах баланса для этих крупных отрезков общее количество поступившего, оставшегося в береговой зоне и вынесенного за ее пределы (в море или на сушу) материала определяется как сумма соответствующих элементов в каждой из подсистем. Это дает возможность сделать расчет баланса для береговой зоны всего водоема.

Необходимость подобных работ потребовала разработки специальной технологической схемы обработки исходного осадочного материала. Прежде всего необходимо узнать его количество, сносимое в береговую зону. Оно определяется путем измерения скоростей абразии клифов и углубления бенчей (см. гл. 3), твердого стока рек [52, 63], выбросов вулканов, мощностей ветро-песчаного потока и др. (методика таких измерений содержится в соответствующей литературе). Можно выполнить их самостоятельно или привлечь опубликованные результаты. На рис. 2 приведен пример обработки образца из активного клифа. По приведенной схеме можно обработать любые образцы осадочного материала.

Главное назначение предложенной технологической схемы — это переход от процентных (относительных) содержаний фракций к абсолютному количеству, без чего невозможно применение балансового метода, изучение прибрежно-морской дифференциации, изучение формирования прибрежно-морских наносов. Конкретные примеры применения схемы приведены ниже.

Итак, для изучения баланса осадочного материала в береговой зоне требуются разнообразные данные о развитии береговой зоны и о природе окружающей среды. Данные исследований надо систематизировать, определенным образом скомпоновать, проанализировать общие закономерности и региональные особенности природы береговой зоны, выполнить типизацию или классификацию прибрежно-морских явлений и объектов. Поэтому такая работа является одной из форм обобщения достижений учения о береговой зоне на данном этапе его развития.

#### 1.4. Современное состояние изученности баланса наносов береговой зоны моря

Изучение баланса наносов в береговой зоне морей и океанов началось сравнительно недавно, со времени массового накопления количественных данных, т. е. не более 25—30 лет назад. Первые работы были сугубо локальными, освещали лишь отдельные элементы баланса в отрыве от остальных. Со временем данной проблеме уделяется все больше внимания в связи с запросами практики и геолого-географических наук.

Анализ имеющихся работ показывает, что исторически сложились два направления балансовых исследований. Во-первых, можно изучать литодинамическую структуру береговой зоны, т. е. совокупность внутренних устойчивых связей, обеспечивающих

целостность береговой зоны как географического объекта. Это направление является традиционным и посвящено в основном изучению второй разновидности осадочного материала (см. п. 1.2). Во-вторых, можно изучать береговую зону с системных позиций как открытую природную систему с совокупностью ее внешних литодинамических связей. На входе этой системы расположены разные источники материала, определяющие ее масс-потенциал. Преобразование материала связано с количеством и постоянством поступления энергии волн разных типов (ветровые, приливные, анемобарические и др.) [45], от которой зависит энергетический потенциал береговой зоны. От количества и интенсивности расхода волновой энергии зависит вторая сторона литодинамических связей — расходная. Эти связи функционируют через процессы дифференциации и выражаются в возвращении части преобразованного осадочного материала (в основном вторая разновидность, реже — первая) на сушу, концентрации другой части (преимущественно второй разновидности, местами первой и третьей) в береговой зоне и выносе третьей части (в основном третьей разновидности, реже — второй) в открытое море.

На первых порах еще не различались упомянутые два направления балансовых исследований. В. П. Зенкович [22] указывал лишь на возможности исследования береговой зоны как мощного фильтра осадочного материала и, как многие последователи его учения [42], ограничивался в основном постановкой задачи. Одновременно накапливался необходимый фактический материал. Так, В. Г. Ульст [74] показал роль береговой зоны в преобразовании исходных питающих пород лимногляциального, флювиогляциального и моренного происхождения в береговой зоне Балтийского моря. В. Л. Болдыревым и Е. Н. Невесским выполнено сравнение состава аллювия р. Кубани и состава наносов береговой зоны южной части Азовского моря. Ю. А. Павлидисом [61] дана подробная характеристика процессов преобразования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в береговой зоне Охотского моря и Тихого океана в пределах Курильской островной гряды. В результате получены первые надежные сведения о перестройке состава осадочного материала в прибрежно-морских фациальных условиях.

Существенные трудности применения балансового метода обуславливались относительно слабой изученностью поступления осадочного материала в береговую зону [67].

Действительно, наиболее длительные, обширные и производимые по единой методике работы направлены на изучение твердого стока рек. Относительно много данных об извержениях вулканов. Что касается абразивного сноса, эоловых и ледовых выносов, биогенных поступлений, то наблюдения за ними эпизодические, охватывают короткие промежутки времени, выполняются локально. Лишь с появлением сводок Э. Берда, Ф. Шепарда и Д. Уонлесса [96, 133], ряда статей были расширены и углублены представления о роли абразии в сносе осадочного материала

в береговую зону. Другие приходные элементы баланса продолжают оставаться слабо изученными.

Немалые трудности связаны также с представлениями о расходных элементах. По мнению Лонгинова [46], не опровергнутого до настоящего времени, процесс выноса осадочного материала с береговой зоны на большие глубины по-прежнему остается туманным, и в литературе очень мало попыток количественно оценить этот вынос. В известной мере расширили представления о выносе осадочного материала в суспензионных потоках и по трассам подводных каньонов работы Н. В. Пыхова [62] и Г. А. Сафьянова [66]. Попытки вскрыть механизм выноса материала из береговой зоны под влиянием волновых течений содержатся в работах Д. Инмэна с соавторами [117], И. О. Леонтьева [40, 41], Н. А. Айбулатова [2]. Схема выноса материала из береговой зоны в волноприливном поле предложена В. С. Медведевым [48, 49]. Все это позволяет оценить продуктивность расходных элементов баланса с позиций второго направления.

Изложенное дает возможность утверждать, что в настоящее время сложились благоприятные условия для изучения осадочного материала и его баланса в береговой зоне. Этому способствовали и стационарные многолетние исследования автора на берегах Черного, Азовского и частично Балтийского морей.

Первые попытки исследовать элементы баланса осадочного материала в береговой зоне были предприняты в связи с проектированием и эксплуатацией искусственных пляжей. По-видимому, одними из первых к балансовым исследованиям приступили сотрудники ЦНИИС Минтрансстроя СССР под руководством А. М. Жданова. В результате многолетних исследований выяснено количество наносов, поступающих в береговую зону в виде твердого речного стока и от абразии клифов (приходные элементы баланса), и наносов, выносимых из береговой зоны во взвеси и отлагающихся на пляжах (расходные элементы). Это позволило доказать вред от добычи гальки с пляжей и необходимость искусственных отсыпок пляжевого материала, а затем и найти оптимальные размеры искусственных пляжей, достаточных для надежной защиты клифов от абразии.

В начале 60-х годов в США и Великобритании опубликован ряд работ, затрагивающих вопрос о балансе наносов. Наиболее характерной и наиболее подробной является работа А. Боуэна и Д. Инмэна [98] по району береговой зоны Тихого океана длиной более 100 миль около Лос-Анджелеса. В ней впервые встречаются «бюджет наносов», «дебет наносов», «кредит наносов» и другие финансовые термины.

В качестве приходных статей бюджета Боуэн и Инмэн называют приход наносов во вдольбереговом потоке со смежных участков, поступления с подводного склона (под влиянием донной абразии), эоловый вынос, твердый сток рек, абразию горных пород в клифах. К расходным они отнесли: перемещение во вдольбереговых потоках за пределы участка исследований, вынос

взвешенного материала в открытое море, перемещение дюн в глубь суши, уход материала в подводные каньоны, добыча песков на строительные нужды (рис. 3). После количественного подсчета каждого элемента они рассчитывают балансовую разность, т. е. в данном случае, согласно приведенному ранее опреде-

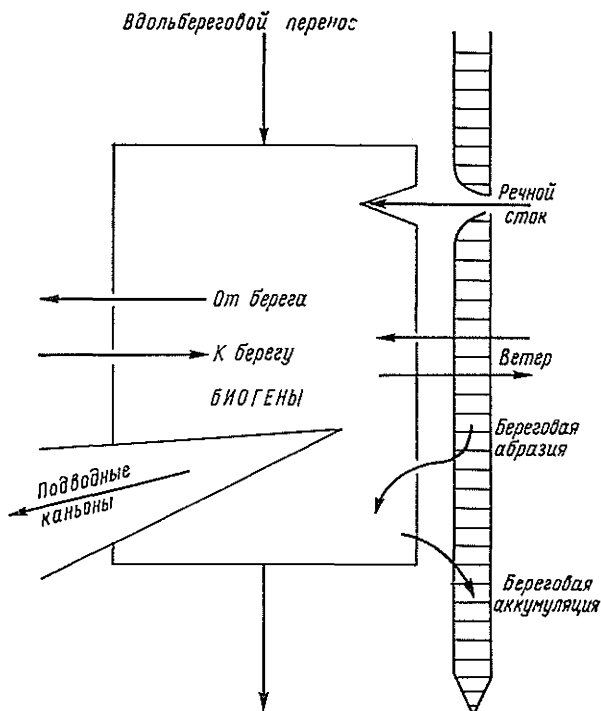


Рис. 3. Схема распределения бюджета наносов в береговой зоне [98].

лению (см. п. 1.3), рассчитывают значимое баланса, а не определяют бюджет.

Схема баланса по Боуэну и Инмэну отвечает поставленным еще Зенковичем и Ждановым задачам исследования, и ее можно рассматривать как первое наиболее весомое развитие идей этих советских ученых. Значение работы Боуэна и Инмэна можно определить как первое подробное исследование баланса наносов на берегах Тихого океана.

Существенным недостатком работы [98] является отсутствие анализа процессов дифференциации исходного осадочного материала. Так, твердый речной сток на участке от Писмо-Бич до м. Сан-Августин принят равным 320 тыс. куб. ярдов в год, полагая, что весь этот материал уходит на питание пляжей. Так же оценивается роль и остальных приходных элементов баланса. Не делается различий состава наносов, уходящих в каньоны и в пре-

дела прибрежных дюн. Поэтому правильность значений расходных элементов баланса вызывает сильные сомнения. Нельзя понять, какова же обеспеченность запасов наносов береговой зоны, как соотносятся отдельные источники пляжеобразующего материала, каковы перспективы развития аккумулятивных форм. Поэтому в количественном выражении уравнение баланса является простым набором величин и не пригодно для оценки литодинамических процессов береговой зоны.

Первой советской работой по балансу наносов является, видимо, статья Г. А. Сафьянова [64]. В дальнейшем положения этой статьи сохраняются практически без изменений [43, 65]. В отличие от других, Сафьянов предложил иной подход к изучению баланса — структурный, который рассматривает поступления и потери наносов на определенном створе или участке береговой зоны:

$$\Delta q = q_n - q_p, \quad (2)$$

где  $\Delta q$  — балансовая разность;  $q_n$  — приходные статьи баланса;  $q_p$  — расходные статьи баланса.

Сразу же заметим, что величина  $\Delta q$  должна выглядеть как  $\pm \Delta q$ , поскольку в природных условиях нередко расходные статьи могут превышать приходные.

Приведенное уравнение пригодно лишь для случаев, когда приходные статьи характеризуются большими значениями по сравнению с расходными, т. е. случаев аккумуляции, что существенно ограничивает его применимость.

Для изучения баланса наносов Сафьянов предлагает два основных метода: метод деформаций рельефа и метод анализа гипсографической кривой [65, с. 156].

Первый из названных методов состоит в регулярных повторных промерах глубин на одних и тех же створах. По результатам этих измерений строятся планы деформаций рельефа в береговой зоне. На планах указываются площади и мощности слоя наносов, т. е. объемы намыва и размыва. Их алгебраическая сумма и будет характеризовать балансовую разность. Подобные работы уже проведены на Балтийском и Черном морях, в Чесапикском заливе Атлантического океана и в других районах.

Метод анализа гипсографической кривой состоит в построении обобщенной кривой рельефа подводного склона по данным нескольких батиметрических съемок. Разность интегралов вдоль кривых первого и последующих промеров в пределах изученных глубин равна балансу наносов за интервал времени между съемками.

Как видим, первый и второй методы дают возможность узнать, сколько наносов приходит к данному створу (участку) и сколько уходит с него за определенный промежуток времени. Это не что иное, как распределение наносов (вторая разновидность осадочного материала) внутри береговой зоны. Выяснить это можно и прямыми измерениями, не прибегая к изучению абразии, твер-



дого стока рек, золотых и ледовых процессов и др. Следовательно, в предлагаемые построения [64, 65] напрасно включены приходные и расходные статьи баланса в том виде, в каком они представлены. Без учета процессов дифференциации это лишь исказит конечный результат. В данном случае не соблюден принцип уровней организации естественных систем — структурные особенности береговой зоны (расход наносов) объясняются внешними системными факторами (поступлением осадочного материала, не связанным с перераспределением наносов береговой зоны). Упущение одного из важнейших литодинамических звеньев — процесса прибрежно-морской дифференциации — приводит к методологически неверному построению балансовой схемы. В приведенном уравнении балансовая разность всегда будет отрицательной, потому что количество прибрежно-морских наносов (вторая разновидность исходного материала) всегда оказывается меньше количества первичного материала (первая разновидность). В действительности в природе балансовая разность может быть и положительной, в частности, на участках уменьшения емкости потоков наносов, на участках пониженного энергетического потенциала береговой зоны, в местах полной разгрузки вдольбереговых потоков и поперечных миграций наносов.

Балансовую характеристику участков береговой зоны, где строятся молы, волноломы и буны, рассматривает П. Бруун [99]. По его мнению, баланс наносов представляется как алгебраическая сумма количества материала, движущегося вправо и влево вдоль берега. Другими словами, эта схема в общем схожа с той, которую предложили Г. А. Сафьянов и И. Я. Коробова, и предусматривает измерение расхода вдольберегового потока (см. рис. 3). Как связаны значения положительной или отрицательной балансовой разности с источниками питания осадочным материалом, какая продуктивность источников обеспечивает положительную разность, а какая — отрицательную, какова роль процессов прибрежно-морской фациальной дифференциации в формировании баланса, П. Бруун не указывает. Его схема касается лишь того материала, который остается после дифференциации в береговой зоне (рассматривается автором как один из расходных элементов  $O_b$ ). Распределение именно этой части наносов у гидротехнических сооружений анализируется Брууном на примере района Форт-Пирс на Атлантическом побережье Флориды. Приходными элементами здесь являются поступления материала во вдольбереговом потоке со смежных участков, а расходными — затраты на аккумуляцию во «входящих углах» молов и бун и перемещения в потоке за пределы исследованного участка береговой зоны, вынос через прорывы в лагуны и др.

Подобный подход, как отмечено выше, применялся Ждановым, в дополнение к которому Бруун предложил графическую схему баланса. В настоящее время подобные внутривидовые схемы достаточно надежно обоснованы теоретически в работах, схожих с работами Сафьянова [64, 65], и успешно применяются в прак-

тике гидротехнического строительства в береговой зоне. Имеются попытки разработать прогноз составляющих баланса наносов, например для некоторых участков береговой зоны Черного моря. Но работы этого направления не дают представления о роли береговой зоны как своеобразного фильтра исходного материала.

Заметный вклад в развитие исследований баланса осадочного материала вносит работа Ф. Стапора [137], получившего данные о потоках наносов на северо-западном побережье Флориды (Мексиканский залив). Получается, что обычно в береговой зоне даже в условиях пониженного энергетического потенциала могут перемещаться десятки и сотни тысяч кубических метров в год наносов «волнового поля», что заставляет Стапора задуматься о том, какие же источники в отсутствие рек могут поставлять такое большое количество наносов. В условиях данного региона — это абразия подводного склона и эоловый вынос, достигающие 80—120 м<sup>3</sup>/год на 1 м погонной длины берега. Если допустить меньшую продуктивность этих источников, то не сойдется баланс, а это будет противоречить многолетним натурным исследованиям.

Стапор обращает внимание на активные процессы аккумуляции и, пожалуй, первым в литературе предлагает аккумуляцию и захоронение наносов «волнового поля» считать важнейшим расходным элементом баланса. Такое предложение можно считать важным шагом вперед в познании береговой зоны как зоны обмена наносами между сушей и Мировым океаном. Ранее аккумуляция рассматривалась как активная составляющая баланса (бюджета), Стапор посчитал ее пассивной, поскольку захоронение наносов изымает их из оборота в береговой зоне.

В отличие от А. Боуэна и Д. Инмэна [98], Ф. Стапор предлагает разделить всю береговую зону на вдольбереговые ячейки (см. п. 1.2), как и многие советские ученые задолго до него [1, 22, 45]. Впоследствии положение о вдольбереговых ячейках было развито в работе Д. Инмэна и Б. Браша [116] — функционирование и размеры ячеек ставились в зависимость от конкретных физико-географических условий.

Работу Стапора [137] характеризует принцип комплексности. В качестве источников наносов он анализирует поступление материала с подводного склона и в ветровом потоке с суши. Объемы фактической аккумуляции высчитываются из сопоставления точных крупномасштабных карт, составленных через 90 лет. Натурные работы дают возможность определить поступление и потери материала через лагунные прорывы. Однако Стапор не учитывает вынос материала во взвеси, количество которого обычно составляет у берегов Флориды до 50 % суммарного количества исходного осадочного материала [116]. Таким образом, как и его предшественники, Стапор не учитывает процессы прибрежно-морской дифференциации, и это не дает ему возможности правильно оценить фильтрационную способность береговой зоны. Эта работа, таким образом, относится к группе работ первого (структурного) направления.

В 70-х годах выходит ряд сводок по литодинамике устьевых областей [51, 73]. Авторы этих работ подошли к анализу баланса наносов с позиций обратимости и необратимости деформаций рельефа в устьях рек, которые связаны с изменением транспортирующей способности и расхода наносов в устьях.

Для обоснования балансовых исследований В. Н. Михайлов и др. [52, с. 75] используют основные уравнения динамики потока и русла: движения воды, движения наносов, неразрывности, деформаций. Изучение данных по суммарному и твердому стоку и по количеству руслоформирующих наносов дает возможность определить избыток аллювия, выносимого за пределы взморья в открытое море. Примерной границей между двумя категориями наносов: нерусловыми, двужущимися транзитом и не участвующими в русловых деформациях и руслоформирующими — является крупность 0,05 мм. Такое деление, отражающее наиболее общий процесс дифференциации наносов на взморье, является принципиально важным для понимания проблемы о балансе осадочного материала. Уравнение сохранения вещества для твердой фазы (уравнение деформаций) Михайлов [51] записывает так (в конечных разностях):

$$\frac{1}{\sigma_s} \cdot \frac{\Delta R}{\Delta x} + (1 - \varepsilon) B \frac{\Delta z}{\Delta t} = 0. \quad (3)$$

Здесь  $\sigma_s$  — плотность наносов;  $R$  — расход наносов;  $B$  — ширина русла;  $\varepsilon$  — пористость отложений, равная

$$\varepsilon = 1 - \sigma'_s / \sigma_s, \quad (4)$$

где  $\sigma'_s$  — плотность наносов в рыхлом теле дельты.

Для оценки баланса наносов в устье используется уравнение [51]

$$[(R_i + \Delta R_i + M) \Delta t] / \sigma'_s = W_{y.y}, \quad (5)$$

где  $R_i$  — расход в истоке водотока;  $\Delta R_i$  — изменение расхода вследствие отложения наносов или размыва вдоль водотока (с плюсом или минусом);  $M$  — поступление морских наносов (+) или вынос за пределы взморья данного водотока под влиянием волн и течений (—);  $W_{y.y}$  — отложение наносов на устьевом удлинении (+) или объем размыва морского края дельты (—).

Как видно, принцип составления последнего уравнения тот же, что и предложенный в [83]. Если принять промежуток времени год, а расчет вести по объемам, а не по плотности (т. е. исключить  $\sigma'_s$ ), то общий вид уравнений в работах [51] и в [83] совпадает. Таким образом, в работах Михайлова впервые описывается принцип балансовых исследований наносов в береговой зоне (на примере дельтового типа берегов), основанный на законе сохранения массы и энергии. Дальнейшая задача состояла в том, чтобы на основании этого принципа разработать уравнения ба-

ланса и показать пути его решения для береговой зоны вообще согласно постановке задачи Зенковичем [23] и Лонгиновым [46].

Попытку изучить баланс наносов в береговой зоне Белого моря предпринял В. С. Медведев [48]. Его подход к этому вопросу отличается от подхода сторонников первого направления исследований [22, 64, 65, 98, 99], но сходится с подходом Зенковича [23] и Михайлова [51]. Данную работу можно оценить как первую попытку определить роль береговой зоны приливного моря в формировании баланса осадочного материала.

Прежде всего Медведев предпринял попытку изучить процессы дифференциации исходного осадочного материала. Как и Михайлов, он считает крупность 0,05 мм границей между прибрежно-морскими и взвешенными наносами (вторая и третья разновидности материала), хотя по наблюдениям автора, имеется немало участков, где пляжи содержат до 60—80 % песчаных и более крупных фракций. Медведеву удалось подсчитать количество различных фракций в составе исходного осадочного материала, что является важнейшей предпосылкой для анализа процесса дифференциации и расчета баланса наносов.

Важно, что Медведев заметил относительное постоянство объемов наносов на пляжах. Это позволяет считать, что в современных условиях естественное изъятие наносов из движения происходит только на участках разгрузки вдольбереговых потоков, где развивается устойчивая аккумуляция. Такими участками являются песчаные осушки и подводные прибрежные аккумулятивные формы, местами перехватывающие почти все количество пляжеобразующих фракций. Одновременно в условиях действия волноприливного поля происходит непрерывный вынос взвеси за пределы береговой зоны.

Вместе с тем нельзя считать, что Медведевым изучен баланс наносов в береговой зоне Белого моря. В работе отсутствует принцип комплексности, который обязателен при любых балансовых и системных исследованиях. Так, в расчетах учитывается только один источник осадочного материала — снос из клифов, но не учтены поступления материала с бенчей, золотые и ледовые выносы, твердый сток рек. Следовательно, было нарушено первое звено изучения баланса — составление предварительного списка элементов.

Балансовую оценку динамического состояния береговой зоны выполнил А. Г. Кикнадзе [32]. За основу им приняты: режим движения наносов, зависимость динамического состояния береговой зоны от запасов наносов внутри динамической системы, ограниченной пределами развития одного вдольберегового потока наносов. Этот принцип аналогичен примененному рядом других исследователей [98, 116], что еще раз подтверждает необходимость применения системно-структурного анализа при изучении баланса наносов.

В отличие от многих, Кикнадзе предлагает рассчитывать для береговой зоны лишь «наносы волнового поля» (вторая разновид-

ность материала). Это методологически верно и позволяет оценить береговую зону как среду «производства» прибрежно-морских наносов. Но дальше этих предложений он не идет, чем существенно снижает ценность своей работы. К сожалению, выводы Кикнадзе узкорегинальны, им не предприняты попытки дать рекомендации для универсального использования важных методологических посылок по проблеме исследования баланса, например за счет расширения перечня элементов баланса, анализа соотношения отдельных элементов, приемлемости методических приемов расчета. Не оговорено и время, за которое берутся количественные характеристики элементов баланса, как это было сделано, например, П. Брууном и В. Н. Михайловым.

Как и в более ранней своей работе, Кикнадзе [31, 32] приводит уравнение баланса в виде

$$C = (Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4) - (S_1 + S_2 + S_3 + S_4), \quad (6)$$

$$\text{т. е. } C = Q - S,$$

где  $Q$  — сумма приходных элементов,  $S$  — сумма расходных элементов. Приходные:  $Q_1$  — объем пляжеобразующего стока рек,  $Q_2$  — приход наносов во вдольбереговом потоке,  $Q_3$  — приход наносов за счет разрушения берега,  $Q_4$  — приход наносов за счет переуглубления подводного склона. Расходные:  $S_1$  — потери за счет перемещения за пределы элементарной литодинамической подсистемы,  $S_2$  — истирание наносов,  $S_3$  — уход материала на глубины,  $S_4$  — объем наносов, изымаемых из береговой зоны искусственно,  $C$  — баланс наносов.

Сокращенное выражение  $C = Q - S$ , по сути, схоже с предложенным Г. А. Сафьяновым [65] и примененным Н. М. Табакаевым для прогнозов элементов баланса. Однако Кикнадзе вкладывает в него иной смысл, поскольку приходные элементы обозначают приток исходного осадочного материала (первая разновидность) в пределы динамической системы в целом, а расход — вынос материала на глубину из береговой зоны, а не поступления наносов (вторая разновидность) с одного участка на другой внутри береговой зоны. Поэтому в данном случае деформации поверхностного слоя наносов или изменчивость батиграфических кривых не могут быть использованы для расчета баланса. К тому же при интерпретации и в рекомендациях по расчету предложенного уравнения [31] делается существенная ошибка: допускаются случаи, когда  $C = 0$ , что при

$$Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 = S_1 + S_2 + S_3 + S_4 \quad (7)$$

не имеет физического смысла и уж совсем не может характеризовать литодинамические процессы с позиций системного анализа. Дело в том, что  $C = 0$  есть не что иное, как  $Q = S$ , но неучет процессов дифференциации осадочного материала приводит к тому, что игнорируется факт входа в береговую зону материала одного состава, а выхода из нее — материала другого состава. Поэтому условие  $Q = S$  никак не будет способствовать прекращению абра-

зии клифов и бенчей, как утверждает Кикнадзе [31, с. 166]. Хотя количественно сумма приходных элементов и может равняться сумме расходных, да ведь для береговой зоны имеет значение осадочный материал не вообще, а именно его вторая разновидность (наносы волнового поля).

Имеются неточности и в оценке отдельных элементов баланса в работах [31, 32]. Так, учитываются лишь наносы волнового поля в составе твердого стока рек, но это почему-то не коснулось материала абразии клифов и бенчей. Все это отрицательно сказывается на достоверности балансовых расчетов и может привести к неверным выводам.

Наиболее весомые достижения в изучении баланса осадочного материала в зарубежной литературе принадлежат Дж. Пирсу [127].

Пирс рассматривает литодинамические процессы в пределах незамкнутой подсистемы, как и другие исследователи [32, 137]. Она получает наносы с соседних участков береговой зоны и отдает их на те же участки. Подобно Стапору, Пирс вполне резонно выделяет замкнутые (т. е. обменивающиеся с соседними участками) и незамкнутые вдольбереговые ячейки. Заметим в этой связи, что как бы далеко ни продвинулись наносы вдоль берега из пределов изучаемой динамической подсистемы, от этого наносов не убавится в береговой зоне в целом и потому объем миграций в соседние ячейки нельзя относить к потерям для береговой зоны.

Методика изучения отдельных элементов баланса в статьях Пирса подобна примененной другими. Количественное выражение элементов показано в табл. 1. Как видим, между приходными и расходными элементами поставлен знак равенства. Методологически это верно, поскольку любое количество поступившего из разных источников материала обязано израсходоваться согласно закону сохранения массы и энергии. Имея численное выражение элементов, Пирс, к сожалению, не проанализировал соотношение отдельных элементов и изменчивость во времени, и этот важный вопрос остался неизученным, как и в других работах.

Ряд элементов Пирс рассчитал аналитически, поскольку он не располагал непосредственными натурными и картографическими данными. При расчетах была сделана ошибка: три элемента определялись по разности как остаточный член баланса (поступления со дна, биогенная составляющая и приход во вдольбереговом потоке с северо-востока). Как известно [7, 51, 52], остаточный член может быть только одним и вычисляется по разности остальных количественно определенных элементов. При этом сразу выясняется и знак и значение остаточного элемента. Пирсом нарушено это правило, и потому представленные им величины (табл. 1) вызывают сомнение.

Некоторые элементы баланса охарактеризованы Пирсом не полностью. Так, почему-то не принят во внимание эоловый вынос с суши в море, хотя он довольно интенсивен. Также не принят во внимание сток рек в лагуны, хотя в данном районе аллювиаль-

Таблица 1

Итоговый баланс осадочного материала в районе  
от м. Гаттерас до м. Лукаут [127]

Элементы баланса		Числовые значения элементов, тыс. м <sup>3</sup> /год
Расходные	Отложения на банках	70
	Аккумуляция на подводных отмелях	198
	Потери в прорвах	382
	Вывос на пересыпи:	
	прибойным потоком	75
	ветром	71
Всего		796
Приходные	Биогенные поступления	44
	Вдольбереговое перемещение:	
	от юго-запада	89
	от северо-востока	326
С подводного склона		337
Всего		796

ный материал принимает участие в наращивании баров с тыльной стороны.

Как и другие исследователи Пирс не учитывает процессы прибрежно-морской дифференциации исходного осадочного материала. И хотя в целом принципы, положенные в основу его работ, можно признать верными, ход расчетов не позволяет оценить роль береговой зоны как фильтра исходного осадочного материала.

Аналогичные принципы и методику расчета отдельных элементов баланса применил Ю. П. Хрусталеv, но не для береговой зоны, а для открытого моря [76, с. 32]. В целом его работа подчеркивает, что в практику литодинамических исследований все более прочно внедряется балансовый метод. Как и другие, Хрусталеv отождествляет дифференциацию исходного материала с процессом распределения морских осадков в разных батиметрических и гидродинамических зонах морского дна. Это может объяснить роль морских факторов в формировании донных осадков, но не дает представления о роли береговой зоны в преобразовании исходного осадочного материала.

По состоянию на 1985 г. наиболее обширные и комплексные исследования баланса осадочного материала в береговой зоне выполнены Г. А. Сафьяновым [67]. Им сделан вывод о слабой и неоднородной изученности баланса и об известном произволе в оценках значений некоторых элементов. Поэтому в работе основное внимание уделено выяснению количественных характеристик приходных и расходных элементов баланса.

Среди приходных элементов баланса Сафьянов, как и другие, считает твердый сток рек в целом для Мирового океана. Этот вывод весьма неожиданный, поскольку около 20 % объема своей книги он посвятил разбору фактического материала, показывающего обратное. Видимо, Сафьянов не смог преодолеть силу инерции традиционных взглядов и использовать свой материал для нового вывода. Как показано в гл. 4, реки не могут быть основным источником наносов береговой зоны.

Более значительным, чем это сейчас принято считать [44], Сафьянов считает абразионный снос — 1,5 млрд. т/год. Но все же это значение нельзя считать окончательным ни по порядку величины, ни по количеству, хотя его должно было бы насторожить, что почти 80 % абразионного материала обеспечивается процессами термической абразии, в то время как на берегах США и центральноамериканских государств, Аргентины, Бразилии, Японии и Западной Австралии, на берегах СССР и т. д. распространены клифы огромной протяженности (десятки тысяч километров). Видимо, для балансовых расчетов неприемлем расчет длины абразионных участков через типы берегов, примененный Сафьяновым. Для этих целей, думается, надо считать непосредственно длину клифов. Явно занижено также количество абразионного материала, поступающего с бенчей.

Среди других приходных элементов баланса Сафьянов называет биогенную седиментацию, которая имеет большое значение при связывании и фиксации прибрежно-морских наносов, а также непосредственно способствует образованию наносов в виде ракушки, коралловых обломков и пр. Вулканический, хемогенный, ледовый и эоловый источники характеризуются по опубликованным данным. При этом подчеркивается важное значение обобщений уже имеющегося в литературе обильного материала. Обращается внимание на существенную роль склоновых процессов в поставке осадочного материала.

Характеризуя расходную часть баланса наносов береговой зоны, Сафьянов делает вывод о решающем значении потерь наносов за счет выноса волнами и течениями вниз по подводному склону [67, с. 147]. Однако на с. 162 он резюмирует: «Главная составляющая расходной части баланса наносов — потери осадков на аккумуляцию». В этом противоречии нам видится признак слабостью изученности и недостаточной ясности в представлениях о балансе наносов.

Балансовый метод завоевывает все более твердые позиции не только в учении о береговой зоне моря, но и в морской геологии [44], в ландшафтоведении [7], при изучении склоновых и иных процессов. Все вышесказанное позволяет прийти к выводу, что уже назрела необходимость в специальной работе, посвященной данной проблеме.



### АБРАЗИЯ КЛИФОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

Процессы абразии в береговой зоне морей и океанов распространены широко. По подсчетам, выполненным в Московском университете, общая длина берегов Мирового океана составляет 777 тыс. км, из них около 70 % приходится на участки, занятые клифами, причем 47 % общей длины занято активными клифами. Согласно измерениям автора, основанным на опубликованных и собственных материалах, около 47 % длины берегов Черного, 22,6 % — Азовского, 35 % — Берингова, около 40 % — Баренцева, 20,1 % — Балтийского являются абразионными, разрушающимися. Вдоль берегов Берингова, Охотского, Японского, Белого морей бенчи распространены шире, чем клифы.

#### 2.1. Основные определения

Абразионный процесс довольно сложен, и большинство исследователей начиная с Д. Джонсона (D. Johnson) расчленяют его на ряд более простых явлений. А. И. Дзэнс-Литовский, а вслед за ним и Г. А. Сафьянов различают три разновидности абразии: механическую, химическую и термическую. Из них полностью отвечает содержанию термина «abrasio» (от латинского «соскабливание», «сбрасывание») лишь механическая абразия, которая отождествляется с понятием «волновая абразия». Так называемая химическая абразия, которая обеспечивается рассеиванием химической энергии морской воды как сложного раствора, есть не что иное, как процесс химического растворения, и считать ее абразией нельзя. Не говорим же мы «химическая эрозия», если речь идет о карстовых процессах на суше. Абразия, как и эрозия, экзарация, дефляция, является механическим процессом. Поэтому правильно говорить о действии процессов химического растворения в береговой зоне, где активное участие в поддержании гидрохимических градиентов принимают движущиеся прибрежные воды.

Аналогично рассматривается и термоабразия [10], связанная с рассеиванием тепловой энергии прибрежных вод во время «гидрологического лета». Можно согласиться с Ф. Э. Арэ, что сама по себе тепловая энергия не приводит к соскабливанию поверхности дна, — это механический процесс. К тому же тепловая энергия действует избирательно — лишь на многолетний лед, и в результате из толщ породы высвобождается вода, а не наносы. Другое дело, что оттаивание многолетнемерзлых толщ резко усиливает абразионные процессы.

Конечно, химические и термические процессы в береговой зоне могут действовать намного интенсивнее механических. Но это не значит, что их надо относить к абразионным, имеющим свое определение [145].

В литературе абразия понимается как процесс механического разрушения морем коренных пород, в результате чего формируются клифы и бенчи, согласно В. П. Зенковичу [23]. Это определение подвергалось критике со стороны О. К. Леонтьева [42] и Г. А. Сафьянова [65], которые посчитали излишним относить абразию только к коренным породам. По их мнению, абразия развивается не только в береговой зоне, сложенной коренными породами, но и в районах залегания рыхлых неконсолидированных отложений (песков, гравия, гальки и др.).

Г. А. Сафьянов [65] считает, что абразия — это процесс разрушения берегов волнением, в ходе которого осуществляется перемещение границы раздела гидросферы и литосферы в сторону берега и дна. В таком виде определение можно считать морфологическим. Но Сафьянов сам указывает, что необходимой функцией абразии независимо от состава абрадируемых горных пород является вынос обломочного материала за пределы абразионных участков береговой зоны. Этим он подчеркивает и литодинамический аспект волновой абразии, но данный аспект не включен в приведенное им определение. Заметим, что учет литодинамической функции абразии не дает оснований для отнесения химических и термических процессов к абразионным — они не приводят к дезинтеграции пород и образованию обломочного материала.

Таким образом, в нашей работе за основу принимается определение Сафьянова [65] в таком виде: абразия — это процесс разрушения берегов волнами и сопутствующими движениями прибрежных вод, в ходе которого осуществляется горизонтальное смещение профиля клифов, углубление бенчей и вынос осадочного материала за пределы данного участка.

## 2.2. Динамические особенности клифов

Процессы абразии связаны со многими факторами, влияющими на интенсивность процессов и разнообразие форм рельефа. По ряду причин клифы развиваются иначе, чем бенчи.

Прежде всего клифы — надводные формы рельефа и развиваются в надводных условиях. Волновое воздействие касается лишь подножия клифов, а остальная их часть испытывает влияние неволновых факторов: выветривания, поверхностных и подземных вод, солифлюкции и пр. Поэтому многими исследователями выделяются абразионно-денудационные, абразионно-солифлюкционные, абразионно-осыпные и др., что отражает воздействие не только волнового фактора, но других, неволновых. Вся совокупность факторов способствует первичному дроблению горных пород, особенно скальных, и подготавливает их к волновой механической дифференциации в береговой зоне.

Несмотря на многочисленность действующих факторов, динамические черты клифов в разных районах береговой зоны, в том числе и в разных климатических зонах, имеют очень много общего.

Это позволяет предложить динамическую классификацию, которая отражает формирование разных профилей клифов в зависимости от тех или иных факторов (рис. 4). Тесная зависимость формы поперечного профиля от скоростей абразии (т. е. способности продуцировать определенное количество осадочного материала) доказана многочисленными исследованиями [149].

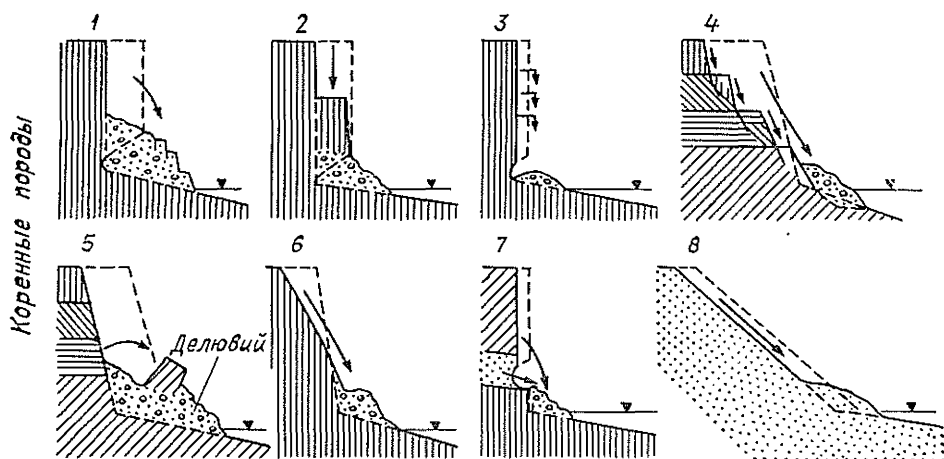


Рис. 4. Динамические типы клифов на берегах морей.

1—3 — абразионно-обвальная группа, 4—5 — абразионно-оползневая группа, 6—8 — абразионно-денудационная группа.

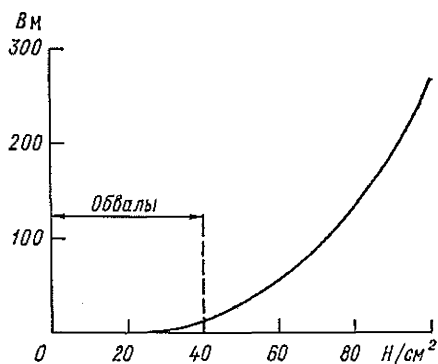


Рис. 5. Осредненная зависимость ширины абразионно-оползневых склонов  $B$  от нагрузки вышележащих пород на уровне поверхности моря [19].

Общий анализ предложенной классификации показывает, что в природе выделяются две основные группы клифов: абразионно-обвальные и абразионно-оползневые. В наибольшей мере распространены абразионно-обвальные. Их высота может достигать десятков и сотен метров, особенно тогда, когда они сложены однородными по прочности скальными и полускальными породами. Если же клифы сложены малопрочными рыхлыми осадочными породами или породами разной прочности, то чаще имеют форму оползневых. При сложном геологическом строении обвальными обычно являются невысокие клифы (рис. 5).

Предложенная динамическая классификация включает восемь типов клифов. Первые три типа относятся к абразионно-обвальным. Первый тип клифов распространен на берегах Черного, Азовского и других морей. Такие клифы чаще всего сложены однородной по составу рыхлой осадочной толщей (лессы, суглинки, супесч, пеплы и др.). Эти породы относятся к 4 классу<sup>1</sup> [90]. Их развитие наиболее ярко демонстрирует классическую схему: волновая подрезка подножия, затем углубление волноприбойных ниш, обвал вышележащего блока породы и в связи с малой прочностью быстрое дробление блока. Мелкие обломки быстро насыщаются водой и, следовательно, размокают и распадаются на фракции, потом удаляются течениями, освобождая подножие для нового этапа волновой подрезки. Это приводит к быстрому отступанию клифов данного типа — в отдельные годы до 15—20 м [145].

Клифы второго типа сложены более прочными породами, обычно 3 класса и некоторыми породами 4 класса. Поэтому обваливающийся блок распадается на отдельные сразу. Подножие клифа не так быстро освобождается от дальнейшей волновой подрезки. Часто в таких клифах обнажаются слои разной прочности. Клифы второго типа отступают медленнее первых — до 4—6 м/год.

Клифы третьего типа сложены в основном породами 1—2 класса (изверженными и осадочными кристаллизованными). Нередко они образуют вертикальный уступ. Их выколаживание часто связано с действием денудации. Интенсивность абразионного вреза невелика, скорость абразии не превышает нескольких дециметров в год.

Все первые три типа клифов развиваются в разных климатических зонах. Они встречаются на берегах полярных морей в условиях действия термоабразии [10, 23, 42]. Развиваются в виде обвалных лессовых и глинистых откосов на берегах Черного, Балтийского, Охотского и других морей умеренной зоны [9, 23, 80]. Отмечены и на суглинистых и супесчаных берегах бассейнов тропической зоны — Карибского моря и Индийского океана [131, 133]. Важно, что во всех климатических зонах абразионные берега могут быть сложены сходными по прочности породами, отступают со скоростями одинакового порядка и обвальные клифы развиваются по одним и тем же схемам. Это может указывать на сходные объемы сноса с них осадочного материала.

В ряде случаев переслаивание различных пород в разрезе клифов формирует водоупорные горизонты, по которым подземные воды разгружаются в стенках клифов. Такое явление отражено в отдельно выделенном типе. Он достаточно широко распространен на западных берегах Крымского полуострова, на южных берегах Балтийского моря, на берегах Южного Сахалина и Курильских островов и т. д. [9, 15, 23, 145]. В условиях холодного кли-

<sup>1</sup> Здесь и далее классы пород определяются степенью сопротивляемости абразии.

мата разгрузка подземных вод убыстряет скорости выветривания берегового склона, особенно, если берега сложены скальными и полускальными породами. Если берега сложены рыхлыми осадочными породами, то во всех зонах водонасыщение пород резко снижает их прочность и увеличивает скорости абразии [118].

Четвертый и пятый типы клифов относятся к группе абразионно-оползневых и формируются чаще всего при высоте берега более 18—25 м. Как правило, они сложены толщами переслаивающихся пород разной прочности [19]. Подрезка их подножия волновым потоком способствует увеличению крутизны абразионно-оползневого склона, снижению его пригрузки, увеличению касательных напряжений; после достижения критических значений напряжения происходит оползневая подвижка. Полевые и экспериментальные исследования позволили Л. Б. Розовскому и И. П. Зелинскому установить значение коэффициента устойчивости, необходимое и достаточное для обеспечения стабильности абразионно-оползневых клифов:

$$\tau_{\text{макс}} < \tau_{\text{сдв}} \text{ и } \tau_{\text{сдв}}/\tau_{\text{макс}} \geq 1,20. \quad (8)$$

Это значит, что крутизна естественных склонов должна быть меньше неустойчивой на 30—35 % (на 5—6°) и не менее чем на 25 %. Например, для оползневых берегов северо-западной части Черного моря в этих случаях необходимо создать контрбанкет в основании склонов из расчета 220—510 м<sup>3</sup> на 1 м погонной длины берега в зависимости от высоты клифа. Этот вывод дает возможность прогнозировать частоту оползней по объемам абразии обломочного материала.

Поясним данный вывод на примере. При средней высоте абразионного уступа нижней оползневой террасы около 7 м, распространении языка оползня на 50 м в море, средней скорости отступления бровки клифа 1 м/год, средней скорости донной абразии 0,2 м/год в береговую зону будет ежегодно сноситься 17 м<sup>3</sup>/м материала (7 м<sup>3</sup> из клифов и 10 м<sup>3</sup> с бенчей). Учитывая, что для достижения неустойчивого состояния и возникновения оползневой подвижки необходим размыв в объеме 220—510 м<sup>3</sup>/м, несложно вычислить, что в данном районе между отдельными подвижками должно пройти от 13 до 30 лет. Эти сроки установлены и многолетними стационарными наблюдениями в местах, где подножие оползневых склонов сложено глинистыми, быстро размываемыми породами. Приведенные выкладки указывают на продуктивность четвертого типа клифов осадочным материалом и дают возможность прогнозировать объемы абразионного сноса.

Клифы пятого типа отличаются от клифов четвертого типа прежде всего морфологией. Это связано с преобладанием оползневых осовов и оползней-обвалов. Геологический разрез обычно представлен переслаивающимися рыхлыми осадочными породами. Поэтому скорости их абразии больше, чем у клифов четвертого типа, и могут достигать 2—4 м/год. Частота оползневых подвижек больше. Следовательно, при одинаковой высоте их продуктив-

ность, т. е. количество образующегося осадочного материала, выше.

Как и предыдущие типы, клифы четвертого и пятого типа встречаются на берегах в разных климатических зонах — от полярных до экваториальной. Скорости отступления абразионных оползневых клифов во всех зонах высокие, но меньше, чем абразионно-обвальных. Они колеблются в среднем от 0,5 до 4 м/год (в зависимости от геологического строения, высоты клифов, запасов наносов, волнового режима и др.).

Несколько по-иному происходит и снос обломочного материала с абразионно-оползневых клифов. В отличие от обвальных, поступление материала происходит неравномерно. В периоды между оползневыми подвижками снос невелик — обычно до 10—20 м<sup>3</sup>/ (м·год). Во время оползней, когда берег за несколько часов отступает на 15—20 м и даже более, в море может сползть до 1000—1500 м<sup>3</sup>/м, т. е. на 1—3 порядка больше режимной величины. В качестве примера заслуживает внимания район Серра-ду-Мар на бразильском побережье Атлантического океана. Здесь в 1967 г. берег за один день отступил на 4,5 м в среднем по фронту 40 км и в море сразу поступило 9 млн. м<sup>3</sup> породы, т. е. 225 м<sup>3</sup>/м, что на порядок выше, чем в среднем за период между оползнями [103]. Такое импульсивное поступление обломочного материала влияет на режим вдольбереговых потоков наносов, питание аккумулятивных форм, интенсивность выноса взвешенного материала в глубоководные области водных бассейнов.

Шестой тип клифов развивается в условиях ослабленного влияния волн в береговой зоне или высокой интенсивности субаэральных неволновых факторов. Думаю, что такие условия складываются в нескольких случаях.

Во-первых, при очень широком и отлогом подводном склоне, когда морские волны гасятся на подходе к клифам, сложенным сцементированными, метаморфизованными осадочными и более прочными породами. В результате скорость денудации берегового склона превышает скорость абразионного вреза волн в подножие клифа.

Во-вторых, при повышенной интенсивности денудации берегового склона и достаточно высокой скорости абразионного вреза, которая, однако, уступает скорости денудации.

В-третьих, при залегании у подножия клифов прочных пород, а в верхней части разреза берегового склона менее прочных. За счет более высокой сопротивляемости подножия волновому разрушению верхняя часть склона отступает быстрее, что обуславливает его выполаживание.

В соответствии с перечисленными условиями, клифы шестого, как и седьмого, типа могут развиваться в любых широтных климатических условиях и чаще всего при преобладании влажного климата и высоких темпов выветривания. Появляется большая вероятность повышенных скоростей разрушения склона неволновыми факторами, характерных, в частности, для районов распро-

странения абразионно-денудационных клифов [43]. В целом клифы шестого и седьмого типов поставляют немного материала, обычно до  $10 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ , хотя высокие береговые склоны (до 100—200 м и более) могут давать материала в несколько раз больше.

Восьмой тип клифов характерен для берегов, сложенных рыхлыми несвязными породами прибрежно-морского, эолового, аллювиального, дельтового генезиса. Чаще всего они распространены на участках разрушения прибрежных аккумулятивных форм, например на юго-восточных берегах Каспийского моря [56], восточных берегах Сахалина, восточных берегах Балтийского моря и др.

Степень волнового влияния на подножия клифов восьмого типа различна, но волноприбойные ниши здесь практически не формируются. Малейшее нарушение крутизны склона тут же сопровождается компенсационным осыпанием рыхлого, обычно гравийно-галечного и песчаного, материала и восстановлением угла естественного откоса.

Скорости отступления клифов данного типа колеблются в широких пределах, особенно, если они находятся в удалении от коренных берегов. Так, аккумулятивные формы лагунных берегов Сахалина отступают в год на 5—10 м, местами — даже до 50—60 м [9]. Пересыпи и террасы восточного побережья п-ова Ютландия абрадируются в течение сотен лет. Например, пересыпь лагуны Ринкобинг-фьорд отступила на 1500 м начиная с 1790 г., т. е. на 8—9 м в год. Восточная оконечность косы Джарылгач на Черном море за последние 40 лет ежегодно отступала на 9—11 м. В районе залива Бискейн (Флорида) барьерный остров сместился на 295 м за 97 лет, — в среднем на 3 м в год. В заливе Таранто на Средиземном море берега песчаных террас с высокими (до 18 м) клифами отступают на 4—6 м в год, согласно данным сопоставления аэрофотоснимков за период 1943—1974 гг. Соответственно большим оказывается снос осадочного материала — до  $100 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$  и более. Он мог бы быть еще больше, но ограничен обычно малой высотой клифов, а также замедленными скоростями в тех районах, где клифы восьмого типа сопряжены с клифами, сложенными породами высокой прочности.

### 2.3. Геолого-тектонические условия, влияющие на продуктивность клифов

Географическое распределение клифов разных типов не подчиняется сколько-нибудь четким закономерностям. Они в равной степени встречаются в областях современных относительных поднятий и опусканий уровня водоемов. На это указывают многие исследователи [23, 25, 30, 42], в частности Л. Г. Никифоров и Г. Д. Соловьева, основываясь на подробных измерениях длин берегов в разных геотектонических условиях и на анализе типов берегов, пришли к иному выводу: для зон тектонического поднятия наибо-

лее характерны берега, не измененные морем, и абразионно-денудационные, для тектонически стабильных зон — абразионно-аккумулятивные, а для тектонических прогибов — аккумулятивные.

При более тщательном анализе этой зависимости Никифоров и Соловьева, а позже и другие [33, 43] дали подробное объяснение приведенному выводу. Они показали, что на поднимающихся берегах клифы постепенно выходят из зоны влияния прибойного потока, а потому в большинстве случаев не успевают существенно преобразоваться под воздействием волновых факторов. Поднятие берегов во многих случаях обеспечивает такую крутизну подводного склона, которая обуславливает снос пляжеобразующего материала на большие глубины и не способствует формированию аккумулятивных берегов. На берегах опускания (в основном приуроченных к синклинальным зонам накопления осадков) клифы дольше находятся под влиянием волновых факторов и будучи сложены преимущественно рыхлыми осадочными породами интенсивнее разрушаются и дают больше обломочного материала, который идет на построение аккумулятивных форм. Поэтому в таких районах независимо от уклонов подводного склона преобладают абразионные берега. В тектонически стабильных районах, приуроченных к геосинклинальным, орогеническим и платформенным областям, абразионные берега расположены на участках залегания слабopочных пород или развития крутых уклонов подводных склонов, причем слабое поднятие уровня моря, вызванное эвстатическим фактором, постоянно поддерживает благоприятные условия развития активных клифов.

Следовательно, абразионные берега связаны с влиянием тектонического фактора не непосредственно, так как сами по себе тектонические движения не являются берегоформирующим фактором, а через геологическое строение и уклоны подводного склона, а также через структурно-геоморфологическое строение побережья, как показано Никифоровым [56]. Можно согласиться с выводами О. К. Леонтьева и др. [43], что современное распространение активных клифов разных типов предопределено благоприятными структурами, геологическим строением побережья, уклонами подводного склона.

Таким образом, активные клифы тяготеют к положительным структурам, как крупным, так и мелким [43, 56]. Отсюда следует, что области распространения подобных структур на морских побережьях независимо от принадлежности к той или иной климатической зоне будут районами наиболее активного сноса осадочного материала с клифов.

Влияние геологического строения на интенсивность абразионных явлений наиболее четко представлено в классификации горных пород по степени сопротивляемости абразии [42, 43]. Согласно этой классификации, с увеличением прочности пород в составе клифов скорости абразии уменьшаются вплоть до нуля. В цитированных работах приводится лишь качественная характеристика процесса. К настоящему времени накопилось достаточно мате-



риала для составления количественного варианта данной классификации [90]. Это имеет большое значение для исследования роли абразии клифов как одного из приходных элементов баланса наносов (см. табл. 3).

## 2.4. Скорости абразии клифов

Большое количество примеров, иллюстрирующих скорости отступления клифов, содержится в работах [23, 25, 67, 96, 97, 119]. Наибольшие известные скорости составляют до 50—60 м/год, чаще — до 15—20 м/год, в основном в тех случаях, когда на берегах залегают рыхлые осадочные породы. Средние скорости меньше — от 1 до 8 м/год.

Исследования берегов Черного моря, сложенных глинистыми породами, указывают на их отступление в среднем за период 1936—1973 гг. на 1,5—4,5 м/год, на некоторых участках — до 8 м/год. На Азовском море клифы, сложенные аналогичными породами, за период 1960—1977 гг. отступали на 1—7 м/год. На Балтийском море абразионные берега сложены моренными, лимногляциальными, флювиогляциальными, эоловыми рыхлыми толщами. Здесь скорость абразии составляет 0,9—2,5 м/год. На Белом море скорости абразии выше — до 2,0—6,5 м/год — за счет влияния приливов, несмотря на аналогичное геологическое строение берегов [48]. Сложенные рыхлыми моренными и озерно-речными толщами клифы Баренцева моря в Чешской и Индигской губах абрадируются на 3—4 м/год, что близко данным по Белому морю. Аналогичные скорости абразии клифов отмечены на берегах морей Восточно-Сибирского, Лаптевых, Чукотского и Бофорта [10, 34, 89, 112, 132, 134]. Подобные скорости присущи абразионным берегам дальневосточных морей, где клифы отступают чаще всего на 1—6 м/год [9, 118, 410], хотя на некоторых участках сахалинского берега Г. В. Полунин с соавторами отмечал в течение нескольких лет средние скорости 21,5 м/год. Такие высокие скорости тоже встречаются, но они обычно приходится на время активизации оползней и обвалов и их нельзя считать характерными.

Много примеров быстрого отступления клифов разных типов, сложенных рыхлыми осадочными породами, содержится и в других публикациях. Так, заслуживают внимания своей достоверностью материалы по восточным берегам Ютландии [96], по берегам Великобритании [97, 139]. Дж. Огден (J. Ogden) сообщает, что в период 1938—1972 гг. высокий клиф, сложенный моренными суглинками, как и на Балтийском, Баренцевом и Белом морях, отступил на 144 м, т. е. на 4,2 м/год. Большая часть тихоокеанских берегов США отступает со значительными скоростями: по данным [96, 126] клифы, сложенные рыхлыми осадочными породами, отступают на 3—5 м/год, а в отдельные годы активных оползневых подвижек — на 8—9 м/год. Такие же скорости абразии клифов

отмечены на юго-восточном побережье Австралии [96]. На берегах Новой Зеландии — до 4 м/год [107]. Даже на берегах озер, например Эри, Онтарио, Мичиган, активные клифы, сложенные моренно-ледниковыми и аллювиально-делювиальными отложениями антропогена, отступают быстро. Так, Р. Берг и Ч. Коллинсон сообщают, что с 1872 по 1975 г. средняя скорость абразии клифов на оз. Мичиган составляла до 2,5 м/год. Скорости такого же порядка выявлены Р. Куигли (R. Quigley) с соавторами на берегах оз. Эри. Дж. Лайнбек (J. Lineback) подсчитал, что за 1936—1964 гг. берега оз. Мичиган отступали на 1,2—2,0 м/год. Подобные скорости отмечались и на берегах Ладожского озера, Аральского моря, Байкала там, где берега сложены рыхлыми осадочными породами.

Таким образом, приведенные данные показывают, что клифы разных типов, сложенные малопрочными породами 5 класса, разрушаются наиболее быстро. Медленнее абрадируются клифы, в разрезе которых обнажаются породы 4 класса, но все же достаточно интенсивно. По-видимому, можно принять средние скорости до 15—20 м/год для пород 5 класса и до 5—8 м/год для пород 4 класса [90].

Значительно меньше данных о скоростях абразии берегов, сложенных более прочными породами 3 класса (известняки, песчаники, доломиты, мергели и др.). Но даже немногочисленные наблюдения показывают, что и они могут отступать быстро.

На Черном море стационарные исследования проводились на разных участках. Известняковые клифы Тарханкутского полуострова отступают на 0,04—0,10 м/год, на Гераклеяском полуострове — на 0,20—0,30 м/год, в районе Мангалии (Румыния) — на 0,10—0,15 м/год. Прочные известняки и аргиллиты в клифах Южного берега Крыма разрушаются на 0,01—0,05 м/год. Примерно с такими же скоростями отступают клифы м. Чауда, сложенные малопрочными известняками, м. Хрони, сложенные мзотическими мергелистыми известняками, м. Тархан, сложенные чокракскими песчаниками (Керченский полуостров). Мысы Южного берега Крыма, сложенные изверженными кристаллическими породами, абрадируются на 0,001—0,003 м/год.

Аналогичные скорости абразии отмечены и на берегах Балтийского моря. Прочные силурийские известняки и мергели в клифах о-вов Готланд, Саарема и Хиума разрушаются на 0,06—0,10 м/год [59]. Несколько интенсивнее отступают сильно выветрелые и трещиноватые известняки, песчаники и грифельные сланцы на берегах Чукотского моря — в среднем на 0,20—0,25 м/год. На берегах Приморья и Сахалина отступление берегов, сложенных окремненными алевролитами и песчаниками, достигает 0,10—0,20 м/год, а малопрочными песчаниками — до 0,3—0,6 м/год [9]. На Японских островах в районе м. Тёси плиоценовые окремненные аргиллиты в клифах за период 1884—1969 гг. разрушались в среднем на 0,7 м/год. На п-ве Атсуми в Центральной Японии сложенные палеозойскими песчаниками и известняками клифы в течение

77 лет абрадиrowались на 0,18 м/год [149]. Базальтовые клифы Галапагосских островов (высотой 50—70 м) абрадиrowются в последние несколько десятков лет в среднем на 0,06—0,18 м/год. На 0,10—0,20 м/год абрадиrowются прочные известняки, доломиты, песчаники в клифах берегов штата Виктория, Австралия [96], на 15,2—21,7 см/год отступают сложенные третичными сланцами клифы (высотой 11—12 м) о. Виста у берегов Мексики. Долговременные стационарные наблюдения проводились на скальных берегах Великобритании [97], сложенных осадочными сцементированными и изверженными кристаллическими породами. Так, в центральной части залива Кардиган, где развиты приливные колебания уровня, клифы сложены прочными песчаниками и аргиллитами (турбидитовая серия). За период 1887—1955 гг. клифы здесь отступили на 18—20 м, т. е. в среднем на 0,27—0,29 м/год. Примерно с такой же скоростью отступают песчанокровые клифы Корнуолла и о. Уайт [97]. Эти данные противоречат общепринятому мнению о неизменности юго-западного берега Англии за последние 10 тыс. лет. Довольно быстро абрадиrowются клифы юго-восточного побережья Великобритании, сложенные мелом. Например, в районе Берлинг-Гап, графство Суссекс, средняя скорость отступления клифов (высотой около 40 м) в период 1872—1962 составила 0,42 м/год, а в период 1959—1969 гг. — 0,91 м/год. Со скоростью около 0,4 м/год отступают меловые клифы м. Фламборо севернее устья р. Хамбер и других районов к северу от мыса. Все исследователи отмечают, что перечисленные участки клифов разрушаются лишь в штормовой сезон, зимой, когда действуют особенно сильные волны, морозное выветривание и дождевой смыв.

Аналогичными скоростями характеризуется разрушение меловых и песчаниковых клифов северного побережья Франции. Особенно быстро абрадиrowются скальные клифы возле порта Кале и между Альтом и Гавром — от 0,08 до 0,80 м/год. Самые высокие скорости зафиксированы около Альта за период 1825—1955 гг. 0,75 м/год и у маяка на мысе Кап-Эли за период 1890—1960 гг. — 1,00 м/год. Несколько меньше скорости абразии на п-ове Шербур — в среднем 0,20—0,25 м/год, где берега сложены древними и прочными породами. Клифы Новой Зеландии, где на м. Тернагейн залегают аргиллиты, отступают до 2,25 м/год, а сложенные конгломератами около Нгапотики — до 3,46 м/год за период 1842—1977 гг. [107].

Широко распространены берега, сложенные породами 2—3 классов, на Средиземном море: у Пиренейского и Пелопонесского полуостровов, на о-вах Болеарских, Крите, Родосе, Кипре и пр. Вполне вероятно, что скорости отступления клифов там подобны обнаруженным в других районах. На это указывают широко распространенные свежие формы абразии, например на о. Мальорка, в Алжире и Испании. Д. Келлетат отмечает высокие скорости отступления известняковых клифов на западных берегах Пелопонесса и на п-ове Горгано в Италии. Итальянские берега,

сложенные песчаниками, мергелями, туфобрекчиями, пеплами, абрадируются до 0,5—1,0 м/год и более, особенно на Сицилии, Сардинии, на юге и востоке Апеннинского полуострова [150]. На северном побережье Израиля широко развиты клифы, сложенные известняковыми песчаниками, сцементированными пляжевыми и эоловыми песками с примесью ракуши (серия Куркар); эти берега несут следы сильного разрушения — за период 1945—1962 гг. они отступали в основном на 1 м/год, хотя многие мысы, блокированные обломками породы, отступили всего на 0,2—0,3 м/год. Аналогичные скорости абразии на сирийских и ливанских берегах Средиземного моря.

Немало данных о скоростях абразии клифов на берегах Атлантического океана. На побережьях США и островов Карибского бассейна отступаниям клифов способствуют тропические ураганы. Так, над северными берегами Гондураса с 1900 по 1955 г. прошли 24 особенно сильных урагана, которые приводили к повсеместному отступанию клифов, сложенных песчаниками («бич-рокс») и сланцами. Наветренная сторона о. Кэт из группы Багамских островов, где обнажаются плотные сцементированные пески и ракуша, за один ураган может быть размита на 10—15 м, а в среднем за период 65 лет здешние клифы отступали на 1—2 м/год [121]. Эти средние значения близки полученным по восточному берегу Средиземного моря, по берегам островов Малой Антильской гряды, п-ова Юкатан и Гавайского архипелага, что может свидетельствовать о довольно высоких скоростях волнового разрушения пород 2—3 классов в разных климатических зонах.

Имеются данные исследований, указывающие и на повышенные скорости абразии относительно прочных пород в клифах. Например, на юге Пиренейского п-ова (провинция Алгарви, Португалия) и на Атлантическом побережье Бразилии (штат Сержии) клифы сложены неогеновыми сланцами, песчаниками, прочными мергелями. Хорошо выражены вертикальные абразионные уступы (высота до 60—80 м), подводный склон приглуб (0,038—0,045), многочисленны разнообразные абразионные формы. По данным М. Годдарда, клифы южной части Португалии отступают в среднем на 0,6—1,3 м/год, а бразильские берега — на 0,6—1,1 м/год [103]. По-видимому, подобные значения нередки для океанических берегов, развивающихся в условиях высокой повторяемости больших волн, в отличие от берегов внутренних морей, где скорости абразии клифов подобных пород меньше [23, 119].

На восточных берегах Северной Америки быстро отступают клифы, сложенные известняками, конгломератами, сланцами и песчаниками кембро-ордовика и карбона [96]. На п-ове Код сильно выветрелые подобные породы в клифах абрадировались на 54 м за период 1887—1957 гг., т. е. на 0,77 м/год, в условиях сурового волнового режима. В подобных условиях прочные известняково-сланцевые клифы п-ова Каикура (Новая Зеландия) отступали на 0,10—0,34 м/год за период 1942—1974 гг. [107]. В более спокойных гидродинамических условиях при значительно более пологих

уклонах подводного склона скорости абразии пород 2—3 классов ниже, чаще всего около 0,10—0,15 м/год. Более прочные литологические разности, например нижнепалеозойские сланцы и флиш, которые переслаиваются с граувакками, доломитами, известняками, способствуют еще более низким скоростям абразии — до 0,03—0,04 м/год [118].

Аналогичные в сравнении с приведенными выше скорости абразии характерны для берегов Индийского океана. Примером может служить западное побережье Австралии в районе Нулларбор-Плейн, где расположены высокие вертикальные клифы, сложенные известняками, или юго-западное побережье п-ова Арнхемленд, где низкие клифы выработаны в эоловых сцементированных песках [96]. Клифы риасового побережья Кении южнее Малинди абрадируются на несколько дециметров в год, а древние коралловые рифы этого района — до 0,5 м/год. Скалистые мысы на западе Макранского побережья Пакистана отступают в среднем на 0,10—0,20 м/год [131]. Для сравнения укажем, что примерно с такими же высокими скоростями разрушаются клифы Северного Орегона (США), сложенные миоценовыми песчаниками и известняками: за период 1880—1960 гг. они отступили на 167 футов, т. е. в среднем на 0,64 м/год. Однако рифовые известняки в клифах о. Бали, правда, не без помощи активной деятельности сверлящих моллюсков, за 40—50 лет отступили на 100 м, — около 2,0—2,5 м/год, а в среднем по участку исследований — до 1,1—1,2 м/год.

Из приведенного обзора видно, что наиболее часто для клифов разных типов, сложенных породами 2—3 классов, встречаются значения, равные 0,1—0,4 м/год. Максимальные (кстати, не так уж редко) скорости составляют 1—3 м/год. Отсюда следует, что клифы могут быть весьма продуктивными в любых климатических зонах. Это почти не учитывалось исследователями, пытавшимися рассчитать приходные элементы баланса наносов как для отдельных регионов, так и для Мирового океана в целом.

Данный обзор показывает, что количественное выражение скоростей абразии клифов, сложенных породами 3 класса, можно принять равным 1—2 м/год, а не 0,2 м/год, как указывалось в работе Ю. Д. Шуйского и Г. А. Симеоновой [90]. Такие изменения связаны с появлением большего количества публикаций со времени разработки, приведенной в указанной работе.

Продолжает оставаться небольшим количество точных определений скоростей отступления клифов, сложенных прочными породами 2 класса. На Черноморских берегах очень прочные разновидности сарматских известняков в клифах разрушаются со скоростью 0,002—0,005 м/год, а диоритов — 0,001—0,002 м/год. Но таких участков немного: отдельные места в районе Одессы, на Тарханкутском полуострове, на Южном берегу Крыма (например, мысы Аюдаг, Кафель), м. Опук на Керченском полуострове. Примерно такого же порядка разрушение мыса Казантип на Азовском море.

Более высокие скорости абразии клифов, сложенных очень прочными разновидностями флиша на кавказском берегу Черного

моря — 0,005—0,007 м/год [20]. Такие же значения приводятся С. Рудбергом для прочных кристаллизованных пород девона на о. Готланд и Дж. Гиббсом (J. Gibbs) [107] для северного острова Новой Зеландии. Они мало отличаются от скоростей абразии берегов, где в клифах залегают изверженные породы гранитоидного состава на Балтийском [15], Северном [88], Баренцевом [23], Белом [48] морях. Здесь скорости составляют 0,001—0,012 м/год. В большинстве случаев такие малые скорости связаны с отсутствием абразивного обломочного материала (валунов, гальки, гравия). На тех участках, где наносы задерживаются у подножия клифов, обычно хорошо выражены волноприбойные ниши и даже гроты [23, 42].

В условиях влажного климата скорости разрушения берегов, сложенных породами 1—2 классов, обычно повышены. На 0,015—0,020 м/год отступают сложенные андезито-базальтами и лавами берега Новой Зеландии [107], Японии [149] и Исландии. В данных случаях процессы химического выветривания понижают прочность пород, которые в иных условиях сохраняют более высокую степень сопротивляемости абразии. Разрушение прочных вулканических пород происходит в основном во время влажного сезона года, а в остальные сезоны практически не проявляется.

Общеизвестен эффект морозного выветривания на поверхности прочных пород в клифах — он усиливает волновую абразию [30]. Например, массивные блоки кембрийских кристаллических пород в районе устья р. Св. Лаврентия (Канада) дробятся при переходе температуры воздуха от положительных к отрицательным значениям. Этим объясняются повышенные скорости отступления клифов [106].

Часто существенному усилению волновой абразии благоприятствуют процессы химического растворения пород [23, 65]. Особенно ярко эта особенность выражена при наличии крутых подножий клифов и отсутствии наносов, когда волновая абразия не отмечается. Примерами могут служить клифы на югославских и итальянских берегах Адриатического моря [56, 150], на берегах Пиренейского п-ова [30] и о. Куба [43]. Нередко отступление клифов определяется именно химическим растворением пород, что обусловлено их литологическими особенностями.

Немалое влияние на развитие клифов может оказать животный мир. Как и химическое растворение, животные организмы влияют наиболее заметно в береговой зоне низких широт. В отличие от растворения, организмы, в частности разнообразные сверлящие моллюски, способствуют поступлению в море обломочного материала. О разрушающей деятельности животных достаточно полно говорится в работах [23, 42, 43, 65, 119].

Материалы исследования скоростей абразии клифов, сложенных породами 2 класса и некоторыми породами 1 класса, показывают, что в количественной классификации горных пород можно принять скорости до 0,04—0,05 м/год, в среднем 0,005—0,01 м/год.

Наконец, основная часть пород 1 класса в клифах практически не разрушается. Такие клифы можно считать неизменяемыми морем, хотя в некоторых работах отмечается их отступление на несколько миллиметров в год [22, 23, 48, 106, 107].

Для понимания характера распределения скоростей абразии и роли абразионных процессов как источника осадочного материала в разных широтах Мирового океана важно учитывать зональность прибрежно-морских процессов. Она выявлена рядом исследователей, рассматривавших морфо- и литодинамические явления в береговой зоне [23, 42, 43]. В частности, указывалось, что активизации абразии в тропических широтах способствует химическое растворение пород, деятельность фитобентоса и зообентоса, выветривание и т. д., а в полярных широтах — тепловая энергия морских вод, влияние льда, морозное выветривание. Поэтому вывод Л. Г. Никифорова и Г. А. Торопова о том, что «... можно констатировать почти полную азональность абразионного процесса» 57, с. 49, нельзя признать верным. Другое дело, что абразионные берега имеют распространение во всех широтных зонах, причем во всех зонах отмечаются как высокие, так и низкие скорости абразии клифов. Усиливающие и ослабляющие абразию факторы и географическое распространение абразионных форм и скоростей — это не одно и то же.

Согласно приведенным данным широтная зональность при таких скоростях отступления клифов сказывается несущественно, что также видно из табл. 2. Отступление клифов разных типов может быть значительным как в тропиках, так и в приполярных широтах. В частности, можно отметить отступление (до 3 м/год и более) берегов Венесуэлы и Пакистана [131], где в клифах обнажаются рыхлые осадочные породы, так же как и на берегах морей Белого, Баренцева и Бофорта [48, 112, 132]. Но в этих же работах отмечается, что скорости абразии намного ниже и в высоких, и в низких широтах, если клифы сложены более прочными породами. Следовательно, как и в случае анализа влияния относительных колебаний уровня водных бассейнов (через вертикальные тектонические колебания побережий и эвстатические колебания уровня) на процессы абразии, та или иная скорость теснее всего связана с геологическим строением клифов. Отражением этого влияния и представляется количественная характеристика степени сопротивляемости абразии разных горных пород (табл. 3), а также кривая различной степени истираемости разных пород в береговой зоне (см. гл. 6, рис. 47).

Подтверждением преобладающего влияния геологического строения клифов на процессы абразии является и форма поперечного профиля клифов, разнообразие которой отражено в разработанной автором динамической классификации (см. рис. 4). Форма профиля отражает различия скоростей отступления. Это явление отмечено и другими последователями. В частности, Х. Яманучи [149] на примере берегов Японских островов выделил два типа профиля клифов: профиль А (характерна четкая верх-

Таблица 2

## Скорость абразии берегов Мирового океана

Район	Геологическое строение берегов	Скорость абразии, м/год		Источник (автор, год издания)
		средняя	максимальная	
Моря Северного Ледовитого океана	Песчаники, мергели, известняки юры, палеогена, неогена	0,1	0,5	О. В. Суздальский, 1975 В. А. Совершаев, 1980
Баренцево море				
южный берег	Песчано-глинистые отложения антропогена	3—5	15,7	О. В. Суздальский, 1974
берег Кольского п-ова	Изверженные породы (гранитоиды, кварциты)	0,002	0,1	В. П. Зенкович, 1962
Белое море, между м. Канин Нос и м. Зимнегорский	Песчано-глинистые слабосцементированные породы антропогена	2,8	17,0	В. С. Медведев, 1976
Море Лаптевых				
о. Муостах	Многолетнемерзлые осадочные породы антропогена	3,1	8,0	Ф. Э. Арз, 1980
между м. Лыгий и м. Терпий-Тумус	Многолетнемерзлые осадочные породы антропогена	4,5	10,5	Е. В. Ключев, 1967
Чукотское море, между м. Якан и м. Дежнева	Многолетнемерзлые осадочные породы антропогена	3—5	11,5	В. А. Совершаев, 1980
Море Бофорта				
м. Барроу	Рыхлые аллювиально-морские отложения антропогена	3,0	9,0	J. D. Hume, M. Schalk, P. W. Hume, 1972
северный берег Аляски	Известняки, мергелистые песчаники, грифельные сланцы	0,2	1,0	Ю. М. Бабаев, 1981 A. D. Hartwell, 1973



Район	Геологическое строение берегов	Скорость абразии, м/год		Источник (автор, год издания)
		средняя	максимальная	
Гренландское море				
северо-восточная часть Гренландии, район м. Мари-Вольдемар	Песчаники, сланцы, аргиллиты	0,08	0,2	L. A. Bound, 1948
о. Сторе-Коллевей	Известняки	0,25	0,4	L. A. Bound, 1948
Зап. Шпицберген, район залива Белсунд	Базальты, туфоконгломераты	0,15	0,5	A. Moign, 1977
Черное море				
между мысами Бурнас и Санжейским	Континентальные глинистые породы антропогена и неогена	3,2	20,0	Ю. Д. Шуйский и др., 1980
берега Каламитского залива	Континентальные глины, конгломераты, песчаники неогена	1,3	7,8	Ю. Д. Шуйский, 1979
между Геленджиком и м. Идокопас	Известняки и песчаники флишевой серии	0,1	1,0	Н. В. Есин и др., 1980
район устья р. Бзыбь (Мюссеры)	Аллювиальные галечники и конгломераты	0,2	5,0	В. П. Зенкович, 1962
район м. Калнакра (Болгария)	Мергелистые известняки с прослоями глины	0,2	1,0	Г. А. Симеонова и Н. В. Есин, 1972
Азовское море, восточные берега	Континентальные глинистые породы неоген-антропогена	2,9	13,5	Ю. Д. Шуйский, 1982
Балтийское море				
между косой Хель и бухтой Одер	Моренные и флювиогляциальные супеси и суглинки	1,0	20,0	В. П. Зенкович, 1962
восточный берег	Моренные, лимно- и флювиогляциальные суглинки	0,5	15,5	В. Л. Болдырев, 1981
Гданьский залив, у м. Орловского	Миоцен-плейстоценовые глины, суглинки, пески	1,1	6,0	В. Суботович, 1980
западный берег о. Готланд	Силурийские и девонские кварциты и известняки	0,06	0,2	A. Rudberg, 1967

Район	Геологическое строение берегов	Скорость абразии, м/год		Источник (автор, год издания)
		средняя	максимальная	
Северное море				
восточный берег Англии между устьем Темзы и м. Фламборо	Моренные, аллювиальные и прибрежно-морские суглинки и супеси антропогена	1,5	25,0	E. Bird, V. J. May, 1976
западный берег о-ва Ютландия	Моренные и флювиогляциальные супеси и суглинки	1,2	18,5	E. C. F. Bird, 1974
Атлантический океан				
п-ов Новая Шотландия	Моренные и аллювиальные глины и суглинки	1,1	6,5	D. J. Piper, 1980
залив Джеймс (Канада)	Моренные супеси и суглинки антропогена	0,5	8,0	J.-C. Dionne, 1980
район южнее Исландии, о. Сэртсэй	Голоценовые лавы и пеплы	25,0	150,0	J. O. Norrman, 1980
США, Массачусетс, м. Код	Моренно-делювиальные суглинки антропогена	0,98	6,0	E. C. F. Bird, 1976
Англия, район зал. Кардиган	Палеогеновые песчаники и аргиллиты турбидитовой серии	0,3	—	A. Wood, 1978
США, Чесапикский залив	Аллювиально-делювиальные глины и суглинки	2,2	6,6	T. H. Slaughter, 1964
Аргентина, южнее зал. Сан-Хорхе	Аллювиальные и делювиальные глины и суглинки	1,0	35,0	A. И. Блажчишин, 1977
Португалия, район м. Сан-Висенти	Древние выветрелые сланцы и песчаники	0,3	1,5	M. C. Godard, 1967
Багамские о-ва, о. Кэт	Антропогенные сцементированные пески и ракуша (калькаренины)	1,5	15,0	A. O. Lind, 1969
Бразилия, побережье штата Сержипи	Неогеновые песчано-глинистые сцементированные отложения	0,4	40,0	L. W. Leite, 1973
Бразилия, район Серра-ду-Мар	Неоген-палеогеновые органогенные известняки, мергели с прослоями глинистых пород	0,5	4,5	O. Cruz, 1975

Район	Геологическое строение берегов	Скорость абразии, м/год		Источник (автор, год издания)
		средняя	максимальная	
берега Гайяны к юго-западу от Джорджтауна	Аллювиальные глинистые породы антропогена	0,7	—	D. D. Hawkes, 1962
берега Нигерии от Лагоса до устья рукава Бенни	Аллювиально-морские песчано-глинистые отложения антропогена	4,0	30,0	A. Guilcher, 1978
Адриатическое море, берега Италии в районе п-ова Горгано	Аллювиально-делювиальные породы антропогена	1,0	9,0	M. Zunica, 1975
Карибское море				
п-ов Юкатан, район лагуны Терминос	Цементированные пески и ракуша (калькаренины) антропогена	0,1	1,0	R. J. Russel, 1967
берег Венесуэлы между Морсон и Кумана	Аллювиально-делювиальные слабо-цементированные суглинки	1,2	—	N. J. Moloney, 1967
берега Гондураса, устье р. Монки	Коралловые известняки	0,35	12,0	D. R. Stoddard, 1962
Эгейское море, Малая Азия, район устья р. М. Мендерес	Неогеновые известняки с тонкими прослоями глин	0,3	—	D. Kraft, 1980
Средиземное море				
восточный берег южнее м. Яффа	Цементированные морские и эоловые пески с ракушей	0,25	1,5	I. Schattner, 1967
берега Италии в районе Неаполитанского залива	Вулканогенно-осадочные породы антропогена	1,5	—	M. Zunica, 1975
Индийский океан				
Бенгальский залив, южнее устья р. Голавари	Вулканогенно-осадочные породы палеогена	0,05	2,0	E. Ahmad, 1972

Район	Геологическое строение берегов	Скорость абразии, м/год		Источник (автор, год издания)
		средняя	максимальная	
берега Мозамбика между устьем р. Сави и м. Софала	Глинистые аллювиально-делювиаль- ные слабосцементированные породы антропогена	2,0	11,0	N. Gomes, 1957
Австралия, Южная Виктория	Делювиальные и морские глины и суглинки	2,8	7,0	E. S. Hills, 1971
Аравийское море				
берега Пакистана к западу от залива Сонмьяни	Слабосцементированные антропогено- вые аллювиально-делювиальные су- глинки и супеси	2,5	10,0	R. E. Shead, 1967
То же	Неогеновые трещиноватые известняки, сланцы и аргиллиты	0,15	1,5	R. E. Shead, 1967
Оманский залив, западнее Ма- ската	Кристаллизованные известняки и до- ломиты	0,003	1,0	C. Vita—Finzi, P. Corne- lius, 1973
Яванское море, северный берег о. Бали	Коралловые известняки антропогена с ходами камнеточцев	0,5	2,5	D. Praseno, P. Sukarno, 1977
Тихий океан				
о-ва Ревилья-Хихедо (Мексика), о. Сан-Бенедикто	Трахитовая лава и тефра	15,5	73,0	A. Richards, 1960
о. Виста у берегов Калифорнии	Третичные сланцы, перекрытые песча- ми и супесями	0,2	0,5	W. E. Cottonaro, 1975
Галапагосские о-ва	Неоген-антропогеновые лавы и ба- залты	0,12	1,0	D. M. Baird, 1972

Район	Геологическое строение берегов	Скорость абразии, м/год		Источник (автор, год издания)
		средняя	максимальная	
восточный берег п-ова Камчатка	Туфы, туфобрекчии, туфопесчаники неогена	0,4	5,0	Э. А. Кудусов, 1975
о. Хонсю, между Сендай и Хитати	Вулканогенно-осадочные среднесцементированные породы неогена	5,6	15,0	T. Arakatsu, 1973
о. Хоккайдо, южнее п-ова Немуро	Изверженные породы: туфы, андезиты, туфопесчаники	0,2	0,5	K. Koike, 1975
Новая Зеландия, о. Южный, район п-ова Каикура	Неоген-палеогеновые известняки и аргиллиты	0,24	3,5	R. M. Kirk, 1977
Новая Зеландия, о. Южный, район м. Фаруэлл	Неогеновые аргиллиты, сланцы, конгломераты	0,65	3,8	J. G. Gibb, 1978
США, м. Санта-Крус	Неоген-палеогеновые известняки и песчаники с прослоями глин	0,3	12,5	G. B. Griggs, R. Johnson, 1979
США, Северный Орегон	Неогеновые известняки, мергели, песчаники	0,6	16,1	J. V. Byrne, 1963
Охотское море				
о. Сахалин	Неоген-антропогеновые глины и суглинки	2,5	21,5	Г. В. Полунин и др., 1977
„	Окремленные алевролиты и песчаники	0,4	3,3	Г. В. Полунин и др., 1977
о. Итуруп, Куйбышевский залив	Туфогенные песчаники и конгломераты	0,2	5,0	Ю. Д. Шуйский, 1982
Японское море				
о. Хонсю, район п-ова Атсума	Палеозойские песчаники и известняки	0,18	1,0	H. Yamanouchi, 1977
То же	Плиоценовые аргиллиты	0,7	2,5	Ts. Sunamura, 1978

93 Таблица 3

Количественный вариант классификации горных пород по степени сопротивляемости абразии

Класс породы	Наименование породы	Скорости абразии клифов, м/год	Скорость углубления подводного склона, м/год	Объем абразивного сноса обломочного материала, м <sup>3</sup> /(м·год)		Качественная характеристика
				клиф	бенч	
I	Очень прочные скальные кристаллические (изверженные), очень прочные метаморфизованные осадочные породы: граниты, некоторые гнейсы, сланцы, известняки	—	—	—	—	Практически неабрадируемые
II	Изверженные массивные и древние метаморфические осадочные породы высокой прочности, выветрелые и трещиноватые: большинство гнейсов, базальтов, сланцев, известняков, лав, туфобазальтов и др.	до 0,05	до 0,001	до 2—3	до 5	Очень слабо абрадируемые
III	Выветрелые слабopочные скальные и полускальные сцементированные осадочные породы неоген-антропогена и некоторые эффузивы	до 1—2	до 0,10	до 15—20	до 50	Слабо абрадируемые
IV	Полускальные и глинистые слабосцементированные осадочные породы: песчаники, пеплы, конгломераты, глины, суглинки и др.	до 5—8	до 0,5	до 50—120	до 150—200	Сильно абрадируемые
V	Рыхлые несцементированные отложения аллювиального эолового, озерного, прибрежно-морского, делювиального генезиса и песчаного, песчано-алевритового, песчано-илистого, песчано-галечного, гравийно-галечного и др. состава	до 15—20	до 1,0	до 200	до 250—300	Очень сильно абрадируемые

няя бровка, вогнутая или прямая поверхность склона) развивается на участках быстрого отступления клифов, сложенных слабопрочными осадочными породами; профиль Б (характерна нечеткая бровка, сглажена верхняя часть склона, общая форма кривой профиля — выпуклая) формируется при малых скоростях абразии клифов, сложенных прочными горными породами. Анализ условий развития абразии в тропической зоне, проведенный О. К. Леонтьевым [43], и в полярной зоне — П. А. Каплиным [30], показал, что форма профиля клифов и в этих зонах контролируется геологическим строением берегов.

## 2.5. Процессы развития клифов

Прочностные характеристики горных пород, которыми сложены абразионные формы, бывают разными. В литературе по инженерной геологии и грунтоведению (например [19, 69]) для оценки устойчивости горных пород внешним механическим воздействиям пользуются рядом показателей. Из них прочность на сжатие  $R_{сж}$  и крепость  $f_{кр}$  являются наиболее важными для пород с жесткими связями, а для пород дисперсных, несцементированных — сопротивление сдвигу.

Волновое разрушение скальных и полускальных сцементированных пород происходит посредством ударов обломков породы в стенку клифа и под влиянием компрессионного эффекта в трещинах [65]. Таким образом, с увеличением  $R_{сж}$  скорость абразии пород с жесткими связями понижается. Прочность дисперсных (рыхлых осадочных) пород, особенно глинистых, резко уменьшается при водонасыщении. Так, при повышении влажности песка от 4 до 16 % сопротивление сдвигу снижается в 6 раз, а повышение влажности глинистых пород с 39 до 47 % приводит к снижению сопротивления сдвигу в 3 раза [69].

Прочность на сжатие и сопротивление сдвигу имеют одну размерность, поскольку обе характеристики дают представление о механической прочности пород. Согласно М. М. Протодьяконову, коэффициент крепости пород  $f_{кр}$  зависит от этих характеристик, а потому при анализе прочности пород как функции степени их сопротивляемости абразии можно выражать прочность через одноосное сжатие ( $R_{сж}$ ). Автором была предпринята попытка построить зависимость скорости отступления клифов от прочности слагающих их пород (рис. 6). Для графического построения отобраны образцы горных пород на берегах Черного и Азовского морей (лессы, мэотические и скифские глины, понтические, сарматские и мэотические известняки разной крепости, чокракские песчаники, породы флишевой серии, породы таврической серии и др.), которые испытывались на одноосное сжатие и на сопротивление сдвигу. Использовались также материалы из опубликованных работ. При необходимости определения велись с помощью классификации прочности и крепости пород.

Рисунок 6 подтверждает выводы, сделанные по данным табл. 3, и может служить для ориентировочной оценки скоростей абразии по известным значениям  $R_{сж}$ . Одновременно он показывает, что геологическое строение берегов является важнейшим фактором, влияющим на продуктивность клифов. Прочность пород меняется от места к месту на 1—3 порядка, и это соответственно резко меняет скорость абразии.

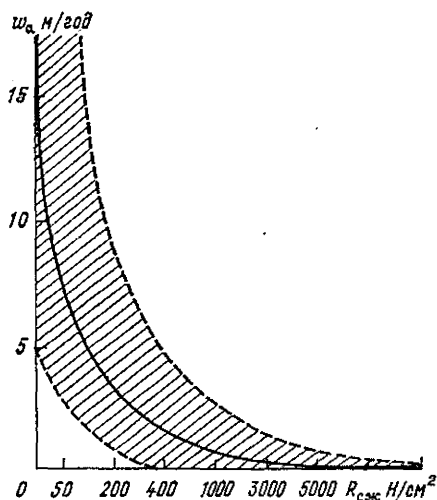


Рис. 6. Приближенная зависимость скоростей абразии  $w_a$  от прочности горных пород  $R_{сж}$ .

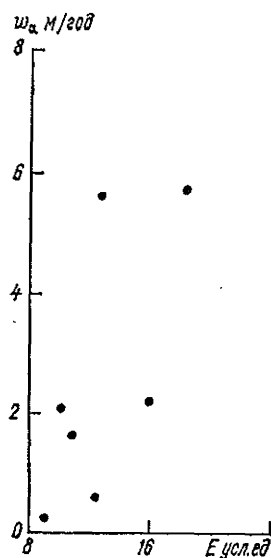


Рис. 7. Экспериментально установленная в натуральных условиях зависимость скоростей абразии глинистых клифов  $w_a$  от годовых значений ветро-волновой энергии  $E$  в условиях умеренно отмытых подводных склонов и небольших приотложенных пляжей.

Другим фактором, активно влияющим на скорость абразии клифов, является волновой режим. В литературе обычно публикуются данные о влиянии волнового режима на пляжи, подводную и надводную части крупных аккумулятивных форм, данные же о роли волнового режима в динамике клифов чрезвычайно редки. Чаще всего отмечается хорошо известная закономерность, что с усилением силы и продолжительности действия штормов возрастают скорости отступления клифов, однако никаких количественных данных не приводится. Поэтому представляют интерес очень немногочисленные сведения подобного характера (см. табл. 2, 3).

Например, наблюдения за абразией меловых клифов Великобритании показали, что 80 % среднегодового отступления (0,72 м/год от 0,91 м/год за период 1950—1969 гг.) приходится на зимний сезон, во время которого повторяемость штормов выше 6 баллов увеличивается в 3 раза по сравнению с летним сезоном. Примерно 60—70 % годовой нормы скорости абразии моренно-су-



глинистых клифов на южных берегах Балтийского моря приходится на четыре осенне-зимних месяца, когда резко активизируются штормы. На подобные соотношения скоростей отступления клифов в разные сезоны в среднем за многолетний период указывают Г. С. Кортемилья (G. S. Cortegmilia) и К. Фьеро (C. Fiero) для Легурийского берега Средиземного моря, Т. Аркацу (T. Arakatsu) для берегов о. Хонсю (Япония), Д. Кули (J. Cooly) для Атлантического побережья США и др. Как отмечают Ю. В. Артюхин и В. А. Мамыкина [8], глинистые, очень отмелые берега Азовского моря отступают на 2—5 м/год во время нескольких осенних и весенних наиболее сильных штормов, сопровождающихся высокими нагонами. На это указывают также Д. Варнке (D. Warnke) для песчаных клифов в районе м. Аллигейтор, С. Сван (S. Swan) для песчаных клифов на юго-западных берегах Шри Ланки, Л. Шастри (L. Shastri) с соавторами для восточного берега Индии.

Автором специально изучалась внутригодовая динамика скоростей абразии в зависимости от колебаний ветро-волнового режима в северо-западной части Черного моря. В зимний штормовой сезон отступление здесь составляет 65—75 % годового. С увеличением высоты волн и повторяемости штормов скорости отступления клифов увеличиваются. О тесноте связи волнового режима и скоростей абразии свидетельствует высокий коэффициент корреляции, равный  $r_{w_a E} = 0,71 \pm 0,09$ , а уравнение кривой такое:

$$w_a = 0,004E + 0,012. \quad (9)$$

Таким образом, можно считать, что абразионные процессы развития клифов меняются во времени. Подобная зависимость была обнаружена и для многолетних характеристик (рис. 7) по прямым инструментальным съемкам на лессовых и глинистых берегах. Эту закономерность можно принять для берегов умеренных широт как твердо установленную. Видимо, график может использоваться для приближенного расчета скорости абразии при известных значениях волновой энергии.

В областях криолитозоны клифы отступают практически полностью во время «гидрологического лета», при положительных значениях температуры прибрежных вод. В тропических широтах, где господствуют муссоны, клифы активнее всего разрушаются во время сезона дождей, при преобладании морских штормов. В других тропических районах годовая изменчивость скоростей абразии выражена слабее, но и там отмечается неравномерность отступления клифов, в частности, в связи с повышенной повторяемостью волн зыби, приходящих из штормовых центров. Эти особенности динамики абразионных берегов отражаются на их продуктивности, т. е. количестве поставляемого осадочного материала.

Кроме влияния волнового режима, на неравномерности скоростей абразии сказываются и запасы наносов. Эта взаимосвязь является одной из ведущих в учении о берегах [23, 42, 43]. Еще недавно она характеризовалась в основном качественно. Лишь

в связи с необходимостью укрепления берегов с помощью искусственных пляжей стали изучаться количественные показатели, столь важные при применении балансового метода в литодинамических исследованиях.

Автором рассматривался вопрос о влиянии волнового режима на скорость отступления клифов и размеры прислоненных к клифам пляжей. Размеры пляжей (выраженные через количество наносов на 1 м пог. длины пляжа) отражают степень обеспеченности наносами береговой зоны [23, 31, 99]. С увеличением запасов наносов в береговой зоне увеличиваются ширина, высота и мощность толщи пляжевых наносов. Повышение повторяемости штормов и размеров штормовых волн приводит к уменьшению размеров прислоненных пляжей за счет смещения песчаных наносов на подводный склон. Одновременно увеличиваются скорости абразии клифов и не только потому, что возрастает частота и сила волн, но и в связи с уменьшением размеров пляжей. Исследование размеров пляжей  $F_a$  и скоростей отступления клифов  $w_a$  показало, что между ними есть четкая связь, выраженная параболическим законом; коэффициент корреляции составляет  $0,75 \pm 0,04$ . Выведенная зависимость  $w_a$  от  $F_a$  наглядно подтверждает наличие самых высоких скоростей абразии клифов при отсутствии у их подножия устойчивых пляжей.

Одно из первых подробных исследований влияния нагонов на скорости абразии выполнено К. Фолльбрехтом (К. Vollbrecht) на южных берегах Балтийского моря. Им обнаружена ведущая роль нагонов в разрушении клифов, находящихся перед очень отмелым подводным склоном. Более поздние исследования на эту тему были обобщены К. Кинг (С. King), много внимания роли нагонных явлений в динамике очень отмелых берегов уделил финский гидролог У. Варьё (U. Varjö). О. К. Леонтьев [42] считал, что сгоны и нагоны настолько необычно влияют на процессы абразии и аккумуляции, что целесообразно выделить особый тип «ветроосушных берегов». Многие исследователи абразионных берегов водохранилищ доказали, что сгонно-нагонные явления представляют собой основной фактор, постоянно активизирующий отступление клифов разных типов. Некоторые зарубежные исследователи считают этот вывод справедливым и для береговой зоны моря.

Автором проведены специальные наблюдения за темпами отступления активных абразионно-обвальных (берега Каркинитского залива Черного моря и Таганрогского залива Азовского моря) и абразионно-оползневых (северные и восточные берега Азовского моря) клифов, находящихся перед широкими и очень отмелыми ( $0,0031—0,0055$  в тангенсах угла) подводными склонами. Такие клифы подвержены активному влиянию сгонно-нагонных явлений и отступают практически только во время штормовых нагонов. Чем больше продолжительность и высота нагонов, тем быстрее отступают клифы. По результатам натуральных наблюдений в районе Приморско-Ахтарска на берегах Азовского моря получена линейная зависимость  $w_a = f(\Delta H)$ , где  $\Delta H$  — превышение нагонного

уровня над ординаром. Уравнение, выражающее эту зависимость, имеет следующий вид:

$$\omega_a = 0,62 \Delta H. \quad (10)$$

Оно отражает общую закономерность и близко полученной Ю. В. Артюхиным и В. А. Мамыкиной [8]. В этой связи можно считать, что активный снос терригенного обломочного материала происходит не только с приглубых берегов, но и с очень отмелых. Такой вывод отличается от выводов многих других авторов, считающих, что широкие и мелководные абразионные террасы на подводном склоне приводят к формированию отмерших клифов [20, 23, 42].

Следует подчеркнуть, что закономерность (10) имеет место лишь в тех случаях, когда клифы сложены малопрочными рыхлыми и реже полускальными, осадочными и изверженными пирокластическими породами, а у подножия клифов располагаются пляжи, содержащие не более  $10 \text{ м}^3/\text{м}$  наносов. С увеличением прочности пород и размеров пляжей эта зависимость постепенно становится менее тесной, а при  $R_{\text{сж}} > 500 \text{ Н/см}^2$  и  $F_a > 70 \text{ м}^3/\text{м}$  она вообще отсутствует. Такой вывод имеет важное значение для оценки клифов как одного из источников терригенного осадочного материала.

Скорости абразии при прочих равных условиях зависят и от высоты клифов [23, 43, 65]. Большинство исследователей связывают такую зависимость с тем, что разрушение более высоких клифов требует большого количества волновой энергии. Это положение было доказано работами некоторых советских [19, 20, 65] и зарубежных [119, 125] исследователей. По-видимому, такой вывод применим для малопрочных горных пород, в основном глинистого состава. Если же в разрезе клифов, помимо осадочных рыхлых пород, залегают сцементированные осадочные или изверженные кристаллические, то отмеченная закономерность нарушается и прежде всего за счет того, что обломки прочных пород защищают подножие клифов от разрушения, и в этом случае на первый план выступает прочность пород, а не высота клифов.

Гораздо большее воздействие высота клифов оказывает не на скорость абразии  $\omega_a$  как показатель удельной продуктивности клифов (осадочным материалом), а непосредственно на удельное количество материала  $A_u$ , сносимого из клифов, сложенных одними и теми же породами. Автором выполнено сравнение зависимостей  $A_u$  от различных скоростей абразии (от 0,1 до 10 м/год) при постоянной высоте клифов, с одной стороны, и от различных высот клифов (от 3 до 90 м) при постоянной скорости абразии — с другой. Оказалось, что высота клифов прямо пропорционально меняет количество сносимого материала: возрастание высоты в 2 раза соответственно в 2 раза повышает объемы сноса. Однако скорость абразии снижается только на 15—20 % при увеличении высоты клифов в 2 раза, что обуславливает более значительное поступление осадочного материала. Таким образом, степень влияния вы-

соты клифов на количество образующегося осадочного материала существенно меньше, чем степень влияния размеров и частоты повторяемости волнений, нагонного поднятия уровня, размеров пляжей, уклонов подводного склона и тем более прочности пород.

Приведенные в этом разделе данные указывают на геологическое строение клифов как ведущий фактор, определяющий количество образующегося обломочного материала. Если изменчивость других факторов в среднем за многолетний период или от места к месту способствует соответствующему изменению скоростей абразии обычно в 2—5 раз, реже — на порядок величины, то скорость разрушения горных пород разной прочности меняется обычно на 1—3 порядка. Например, клифы, сложенные рыхлыми осадочными породами (аллювиальными, озерными, морскими, флювиогляциальными и пр.), могут отступать в среднем на 2—6 м/год, скажем в северо-западном регионе Черного моря. В то же время, прочные кристаллизованные осадочные породы в клифах (известняки, сланцы, песчаники и т. п.) разрушаются в среднем на 0,05—0,06 м/год, т. е. на два порядка медленнее. Более прочные породы дают более значительную разницу. Ни один другой фактор не меняет в такой степени средние скорости абразии.

Этот вывод объясняет многие природные особенности абразии. Так, влияние вертикальных тектонических движений побережий на географическое распределение абразионных берегов проявляется через геологическое строение отдельных структур, испытывающих поднятия, опускания или являющихся тектонически стабильными [33, 57]. Поскольку геологическое строение отдельных структур есть фактор, не подчиняющийся закону широтной зональности, то становится понятным вывод Л. Г. Никифорова и Г. А. Торопова [57] об аazonальности абразионных берегов. С учетом изложенного в этом разделе, можно сделать вывод также и об аazonальности скоростей отступления клифов. Следовательно, абразия клифов как один из приходных элементов баланса осадочного материала в береговой зоне также не подчиняется закону широтной зональности.

## 2.6. Абразия клифов как приходный элемент баланса осадочного материала

До недавнего времени вопрос был неразрешим в первую очередь в связи со слабой изученностью скоростей абразии, недостаточностью материалов о распространении абразионных берегов и их длине. Отсутствовали обоснованные попытки расчета абразионного сноса даже для небольших участков. За последние годы изучение подобных вопросов существенно продвинулось вперед, и это предопределило возможность решения.

Для расчетов продуктивности клифов осадочным материалом надо знать скорости абразии, высоту и длину клифов. Для многих водных бассейнов эти данные имеются или определены автором.

В основу работы положены результаты исследований на берегах Черного, Азовского, Балтийского, Белого, Баренцева, Чукотского, Охотского и Японского морей. Прежде всего была определена удельная продуктивность, т. е. количество осадочного материала на единицу длины клифа в год —  $\text{м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ , (табл. 4).

Еще недавно существенную трудность представляло определение длины берегов Мирового океана в целом и его абразионных берегов, в частности. Так, Ф. Кьонен (Ph. Kuonen) смог лишь приблизительно оценить длину берегов Мирового океана — около

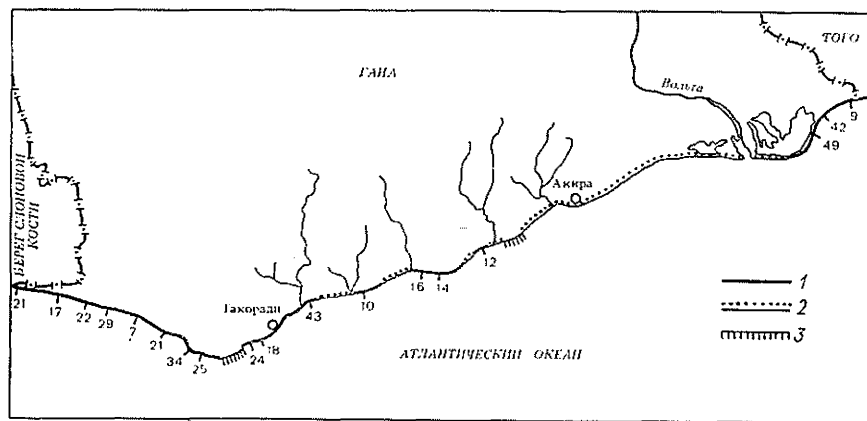


Рис. 8. Схема берегов Атлантического океана в пределах Ганы [96].

1 — отступающие берега (цифрами обозначены скорости отступления в м/год за период 1945–1973 гг.), 2 — нарастающие берега, 3 — стабильные берега.

400 тыс. км. О. К. Леонтьев приводит немногим большее значение, но со ссылкой на данные Кьонена. Соображения и выводы этих авторов заимствуются практически без изменений всеми последующими исследователями. Именно под влиянием недостаточной изученности длины абразионных берегов сложились представления о несущественной роли абразии как источника осадочного материала. Оценка абразионного сноса в разных работах меняется от 0,3 до 1,5 млрд. т в год [44, 67].

С 1969 г. автором начата работа по определению длины берегов, в том числе и абразионных, различных морей. Основные результаты измерений показаны в табл. 5. Кроме того, другими исследователями была определена длина берегов различных стран: Норвегии, Финляндии, Дании, Великобритании, Франции, Югославии, Ганы, Нигерии, Индии и др. В частности, длина берегов Новой Зеландии превышает 10 тыс. км, и примерно 37 % их особенно заметно разрушаются [107]. По оценкам Д. Клажье и Б. Борнхольда (D. Klague and B. Bornhold), общая длина берегов Канады превышает 250 тыс. км, из которых не менее 33 % являются абразионными, разрушающимися. Л. Дэй (L. Day) построил карту берегов Ганы (рис. 8); общая длина береговой линии составила

Таблица 4

Объем обломочного материала, сносимого с клифов и бенчей различных типов берегов в Мировой океан

Тип берега	Длина реально абрадируемых берегов, тыс. км	Продуктивность клифов		Продуктивность бенчей		Сумма млн. м³/год
		м³/(м · год)	млн. м³/год	м³/(м · год)	млн. м³/год	
Мало изменяемые морем, в т. ч. фьордовые, шхерные и им подобные	119,48	0,5	59,70	1	119,50	179,20
Денудационно-абразионные, в т. ч. рiasовые	55,50	3	166,50	3	166,50	333,00
Абразионно-ингрессионные и абразионно-бухтовые	87,70	5	438,50	10	877,00	1315,50
Абразионные выравнивающиеся и выровненные	30,60	15	459,00	30	918,00	1377,00
Абразионно-аккумулятивные выравнивающиеся и выровненные, в т. ч. на низких побережьях	7,14	15	107,10	25	178,50	285,60
Абразионно-аккумулятивные, вторично расчлененные берега	30,56	20	611,20	45	1375,20	1986,40
Абразионно-аккумулятивные выровненные	14,10	20	282,00	40	564,00	846,00
Вулканогенные, быстро отступающие	6,42	40	256,80	80	513,60	770,40
Термоабразионные	19,20	40	768,00	100	1920,00	2688,00
Всего:	370,70		3148,80		6632,30	9781,10

Таблица 5

Длина абразионных берегов некоторых морей

Море	Длина берега			Море	Длина берега		
	общая, км	абразион- ные, км	% от общей		общая, км	абразион- ные, км	% от общей
Азовское	1 860	420	22,6	Охотское	12 262	5632	44,8
Балтийское	11 080	2223	20,1	Северное	4 075	1019	25,0
Баренцево	10 227	3849	37,6	Черное	4 431	2112	47,7
Белое	3 226	706	21,9	Чукотское	2 693	693	25,7
Берингово	11 289	4724	34,3	Японское	8 364	2827	33,8
Восточно-Сибир- ское	4 379	916	20,9				

584 км, из которых 312 км (53,4 %) занято абразионными отступающими берегами.

Может показаться, что длина абразионных берегов особенно велика в умеренных и приполярных широтах в связи с повышенной активностью ветро-волнового режима и более продолжительным периодом действия штормов. Однако для формирования абразионных берегов достаточно и умеренного волнения. Никифоров и Торопов [57] указывают на относительную равномерность распределения абразионных берегов в разных широтах (табл. 6).

Таблица 6

Протяженность (%) различных типов берегов Мирового океана по климатическим зонам [57]

Климатическая зона	Тип берега									
	не изменен- ный морем	абразионно- денудацион- ный	всего	абразионно- бухтовый	абразионный выровненный	всего	абразионно- аккумулятив- ный бухтовый	абразионно- аккумулятив- ный выровнен- ный	всего	аккумуля- тивный
Арктическая	89,6	5,0	94,6	0,9	1,2	2,1	—	—	—	3,3
Антарктическая	66,5	—	66,5	21,0	12,5	33,5	—	—	—	—
Субарктическая	28,9	16,5	45,4	4,2	10,3	14,5	18,6	7,1	25,7	14,4
Северная умерен- ная	34,3	17,0	51,3	9,4	4,8	14,2	11,1	6,3	17,4	17,1
Южная умеренная	39,1	3,9	43,0	19,4	12,7	32,1	5,5	11,4	16,9	8,2
Северная субтро- пическая	3,9	8,9	12,8	17,5	8,8	26,3	14,1	10,4	24,5	36,6
Южная субтропи- ческая	—	7,5	7,5	18,9	15,6	34,5	22,4	8,4	30,8	27,0
Тропическая	—	2,0	2,0	15,3	14,7	30,0	12,5	10,0	22,5	45,5
Субэкваториаль- ная	—	1,4	1,4	17,3	14,0	31,3	13,8	11,1	24,9	42,4
Экваториальная	—	3,2	3,2	1,0	20,5	21,5	20,8	14,3	35,1	39,2

Мало того, отмечен даже некоторый рост абразионных выровненных, абразионно-аккумулятивных выровненных и абразионно-аккумулятивных бухтовых берегов в направлении от полярных широт к экваториальным.

В начале 70-х годов в Лаборатории морской геоморфологии МГУ под руководством профессора О. К. Леонтьева выполнены специальные исследования распределения берегов разных типов. Они показали, что длина берегов Мирового океана равна 777 тыс. км [33, 43]. Из приведенной в табл. 3 количественной характеристики классов горных пород по степени сопротивляемости абразии можно прийти к выводу, что не все абразионные берега реально разрушаются. По данным В. П. Зенковича [23] и П. А. Каплина [30], лишь около 60 % длины берегов, мало изменяемых морем, подвергаются заметной абразии. Среди других к этому типу отнесены фьордовые и шхерные берега; более двух третей их длины в пределах Канадского Севера, Гренландии, Шпицбергена, Исландии, Северной Земли, Чукотки, Аляски сложены относительно быстро разрушаемыми породами 2—3 классов [10, 30, 96]. Достаточно активно абрадируются очень высокие клифы перуанского и чилийского побережий, сложенные, кроме прочных пород, значительно распространенными здесь песчаниками, доломитами, мергелями, конгломератами, рыхлыми деллювиальными, аллювиальными и морскими отложениями. По расчетам Э. А. Кудусова, такие породы в клифах фьордового побережья Камчатки отступают в среднем на 0,4 м/год.

Активные клифы занимают примерно 70 % общей длины абразионно-аккумулятивных выравнивающихся берегов и 35 % абразионно-аккумулятивных вторично расчлененных. По данным [23, 30, 118, 128, 150], наиболее активно разрушается примерно 40 % длины вулканогенных берегов. Автором подсчитано, что только 60 % длины абразионно-аккумулятивных выровненных берегов подвержено заметной абразии.

Таким образом, в основу измерений длины активных клифов положены данные Московского университета о распространении типов берегов и в них введены поправки, показывающие, какова доля реально разрушающихся берегов в составе каждого типа. Именно с учетом этих поправок и были приняты длины абразионных берегов (см. табл. 4). Анализ материалов исследований [23, 33, 57] показал, что длина реально разрушаемых берегов Мирового океана составляет 370,7 тыс. км из суммы 777 тыс. км, т. е. около 47,7 %.

Наличие обобщенных сведений о скоростях абразии, высоте и длине активных клифов на берегах Мирового океана позволяет приблизительно рассчитать снос осадочного материала из клифов. Приведем несколько региональных примеров для лучшего понимания хода составления табл. 4.

Так, картирование абразионных участков на восточном побережье Азовского моря и повторные инструментальные работы за период 1963—1977 гг. позволили составить табл. 7. Согласно по-



лученным данным, общая длина активных клифов составляет более 154 км, т. е. 34 % общей длины берегов региона. Средняя их высота на отдельных участках колеблется от 5,2 до 67,3 м. Несмотря на очень отменные подводные склоны, скорости абразии достигают высоких значений — от 0,41 до 6,64 м/год (см. п. 3.1.5). Соответственно и удельный снос осадочного материала меняется от 5,0 до 123,7 м<sup>3</sup>/(м·год). Всего же в море поступает

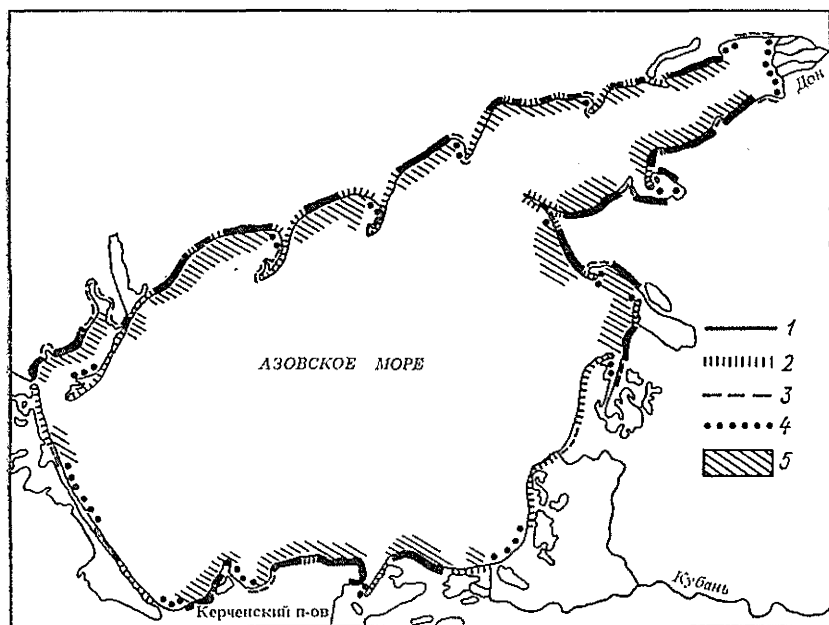


Рис. 9. Схема берегов Азовского моря. (По материалам Ю. Д. Шуйского, Ю. В. Артюхина, В. А. Мамыкиной, Ю. П. Хрусталева и Ф. А. Щербакова.)

1 — активные абразивно-обвальные и абразивно-оползневые клифы; 2 — современные формы аккумулятивного рельефа с отступающей береговой линией; 3 — динамически стабильные аккумулятивные формы; 4 — аккумулятивные формы с нарастающей береговой линией; 5 — разрушающиеся подводные склоны в коренных породах.

6458 тыс. м<sup>3</sup>/год терригенных обломков в среднем за многолетний период. Расчеты по схеме рис. 2 позволили определить, что из этой суммы пляжеобразующие фракции составляют 427 тыс. м<sup>3</sup>/год. В общем же с абразионных берегов Азовского моря, учитывая распространение клифов, сносится гораздо больше материала (рис. 9).

Другой пример (табл. 8). В отличие от береговой зоны Азовского побережья, на Балтике активные клифы сложены сильнее сцементированными моренными, флювиогляциальными суглинками, а также скальными породами. Несмотря на более суровый волновой режим, балтийские берега отступают медленнее — всего на 0,1—1,1 м/год. Средняя высота клифов также меньше. Поэтому и удельный снос ниже — всего 0,6—6,0 м<sup>3</sup>/(м·год). И все же сум-

62 Таблица 7  
Количество наносов, поступающих из активных клифов восточной части Азовского моря

Участок	Средняя скорость абразии, м/год	Средняя высота клифов, м	Длина клифов, м	Удельный снос материала, м³/год	Суммарный снос материала, м³/год	Содержание фракций, >0,1 мм, %	Количество пляжеобразующих фракций, >0,1 мм, м³/год	Удельное количество фракции >0,1 мм	Количество взвешенных наносов мельче 0,1 мм, м³/год
Молчановский	1,73	29,4	15 400	50,9	783 860	1,19	9 240	0,6	774 620
Шабельский	1,83	19,0	4 900	34,8	170 520	22,00	37 240	7,6	133 280
Водяная балка	5,22	23,7	5 200	123,7	643 240	20,79	133 640	25,7	509 600
Глафировский северный	5,82	20,3	2 100	118,1	248 010	14,91	36 960	17,6	211 050
Глафировский южный	4,68	10,4	2 500	48,7	121 750	5,27	12 500	5,0	109 250
Ейский	2,91	22,1	12 700	64,3	816 610	0,17	1 270	0,1	815 340
Воронцовский	2,73	14,1	16 300	38,5	627 550	0,54	3 260	0,2	624 290
Должанский восточный	6,64	12,1	9 100	80,3	730 730	0,83	6 370	0,7	724 360
Должанский центральный	4,24	10,8	2 100	45,8	96 180	0,31	420	0,2	95 760
Должанский южный	1,53	8,5	6 400	13,0	83 200	1,38	1 280	0,2	81 920
Побединский	2,84	6,4	10 900	18,2	198 380	0,37	1 090	0,1	197 290
Камышеватский маяк	2,85	12,3	7 000	35,1	245 700	17,14	42 000	6,0	203 700
Камышеватский	1,45	11,6	5 000	16,8	84 000	33,85	28 500	5,7	55 500
Абрикосовский	1,75	16,5	11 400	28,9	329 460	15,86	52 440	4,6	277 060
Шнловский	2,22	21,7	6 000	48,2	289 200	0,49	1 800	0,3	287 400
Морозовский	3,68	5,2	4 000	19,1	76 400	0,36	2 800	0,7	73 600
Приморско-Ахтарский	4,50	6,9	5 100	31,1	124 400	6,22	9 690	1,9	114 710
Темрюкский	0,41	12,1	2 800	5,0	13 890	5,91	840	0,3	13 050
Каменный	0,48	67,3	15 300	32,3	494 250	7,73	38 250	2,5	456 000
Лопатинский	0,56	49,2	10 200	27,5	280 500	2,46	7 140	0,7	273 360
Всего:			154 400		6 457 830		426 730		6 031 100

Таблица 8

Количество осадочного материала, поступающего из активных клифов восточной части Балтийского моря

Участок	Средняя скорость абразии, м/год	Средняя высота, м	Длина, км	Удельный снос материала, м <sup>3</sup> /(м·год)	Суммарный снос материала, м <sup>3</sup> /год
Самбийский	0,5	12	29	6,0	174 000
Куршский	0,3	8	23	2,4	55 200
Гируляйский	0,5	5	10	2,5	25 000
Швентойский	0,5	5	20	2,5	50 000
Лиеная—Кнуби	1,0	6	60	6,0	360 000
Район м. Овиши	0,5	8	20	4,0	80 000
Рижский залив	1,1	2	250	2,2	550 000
Материковые берега Эстонии	0,1	5	90	0,5	45 000
Островные берега Эстонии	0,1	20	40	2,0	80 000
Берега Финского залива	0,1	6	20	0,6	12 000
Всего	—	—	562	—	1 531 200

марное количество осадков из клифов больше твердого стока таких рек, как Висла, Неман, Даугава.

Наглядное представление о распространении абразионных форм рельефа на различных участках берегов Черного моря дает рис. 10. Абразионные формы тяготеют преимущественно к антиклинальным зонам и районам распространения сбросов, как и на других морях [25, 42]. На это указывает также схема берегов Баренцева моря (рис. 11), составленная с учетом различной интенсивности разрушения берегов, сложенных горными породами различной степени сопротивляемости абразии.

Используя материалы исследований советских и американских ученых автором построена обобщенная схема берегов Чукотского моря (рис. 12). В отличие от других полярных морей, на Чукотском длина абразионных берегов составляет 25,7 %, что почти в 1,5 раза меньше, чем на Баренцевом и Беринговом морях, и более чем в 2 раза — на Охотском море. Поскольку берега сложены породами различной прочности, то и скорости абразии клифов различны: от 3,5—5,0 м/год для многолетнемерзлых осадочных пород до 0,05—0,10 м/год для пород 3 класса. На многих участках берега длительное время остаются стабильными [89]. В Чукотское море поступает из клифов  $7,9 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/год материала, из которых в береговой зоне задерживается порядка  $2,2 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/год (табл. 9).

Приведенные в табл. 7—11 данные дают достаточно ясное представление о характере расчетов и количестве осадков, сносимых из клифов, и указывают на корректность данных, заложенных в табл. 4.

№ Таблица 9

Количество осадочного материала, поступающего из клифов в Чукотское море

Участок	Средняя скорость абразии, м/год	Средняя высота клифов, м	Длина клифов, м	Удельный снос материала, м³/год	Суммарный снос материала, м³/год	Количество наносов волнового поля		Удельное количество наносов волнового поля, м³/(м·год)
						%	м³/год	
Восточнее м. Якан	3,5	7	26 400	24,5	646 800	20	129 360	4,9
У лагуны Рыпилькин	3,5	8	10 500	28,0	294 000	30	88 200	8,4
Западнее м. Шмидта	3,5	15	23 400	52,5	1 228 500	25	307 125	13,1
Между м. Ванкарем и устье р. Амгузмы	5,0	10	9 300	50,0	465 000	20	93 000	10,0
м. Ванкарем — м. Онман	0	15	20 300	—	—	—	—	—
м. Онман — м. Кэлэнеут	0,1	25	14 800	2,5	37 000	90	33 300	2,3
Коса Беляка — лаг. Нэскын	4,0	8	36 500	32,0	1 168 000	25	292 000	8,0
м. Джэнретлен	0	30	7 500	—	—	—	—	—
м. Нэттман — р. Чегитун	0,2	20	60 000	4,0	240 000	50	120 000	2,0
р. Чегитун — лаг. Инчоун	0,3	27	32 400	8,1	262 400	80	209 950	6,5
м. Инчоун	0,2	25	9 300	5,0	46 500	80	37 200	4,0
м. Уэллен — м. Пээк	0	50	16 600	—	—	—	—	—
Западнее косы Эспенберга	3,0	6	29 400	18,0	536 400	20	107 280	3,6
Южный берег зал. Коцебу	2,0	9	66 500	18,0	1 197 000	25	299 250	4,5
Западный берег зал. Коцебу	1,0	5	16 500	5,0	82 500	30	24 750	1,5
Полуостров Кобук	0,1	10	17 300	1,0	17 300	80	13 840	0,8
Район м. Крузенштерна	4,5	5	55 100	7,5	413 250	20	82 650	1,5
К югу от м. Хоуп	0,1	10	41 400	1,0	41 400	80	33 120	0,8
Между м. Хоуп и м. Лисбёрн	0,1	8	31 900	0,8	25 520	80	20 400	0,6
От м. Лисбёрн до лагуны Коколик	0,1	10	100 800	1,0	100 800	80	80 640	0,8
К юго-западу от м. Франклин	4,0	5	17 200	20,0	344 000	20	68 800	4,0
Юго-западнее м. Барроу	3,0	5	49 500	15,0	742 500	25	185 625	3,8
Всего	—	—	693 000	—	7 888 870	—	2 226 090	—

Представляет определенный интерес продуктивность клифов на островах, сложенных изверженными породами. Соответствующие расчеты приведены в табл. 10. Длина, высота абразионных берегов и их геологическое строение были получены при полевом обследовании, анализе литературных источников, топографических и геологических карт [9]. Скорости абразии для прочно сцементированных осадочных туфогенно-осадочных пород определены по измерениям расстояний от кромок клифов до реперных знаков

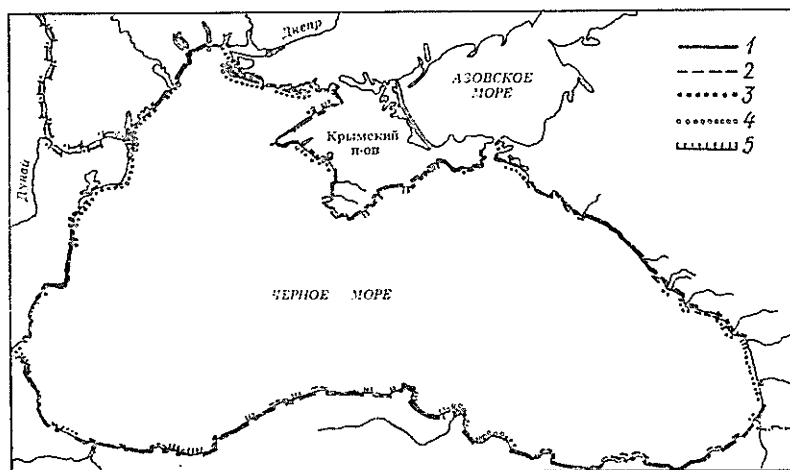


Рис. 10. Схема берегов Черного моря [87].

1 — коренные абразионные, быстро и уверенно отступающие, 2 — коренные малоактивные и стабильные; 3 — аккумулятивные с отступающей береговой линией; 4 — аккумулятивные с нарастающей береговой линией; 5 — динамически стабильные аккумулятивные формы.

и сооружений в природе и на картах, составленных несколько десятков лет назад. Отступление берегов, сложенных андезитами, андезито-базальтами и лавобрекчиями, принято по аналогии с другими берегами, развивающимися в подобных условиях.

Полученные данные позволяют вычислить удельное количество сносимого осадочного материала. Для клифов, сложенных породами разной степени сопротивляемости абразии, оно меняется от места к месту от 0,35 до 24 м<sup>3</sup>/(м·год), что укладывается в соответствующие значения количественного варианта классификации [90]. В целом же по разрушающимся берегам о. Итуруп средний удельный абразионный снос равен всего 4,8 м<sup>3</sup>/(м·год), что и можно принять характерным для клифов Курильских островов.

Региональные примеры можно продолжить, но и из приведенных можно получить представление о технологии расчетов и значительной роли абразии клифов как источника осадочного материала.

Остановимся на результатах анализа берегов водного бассейна в целом, где распространены клифы различных динамических ти-

пов, сложенные породами разной прочности. Речь идет о берегах Северного моря.

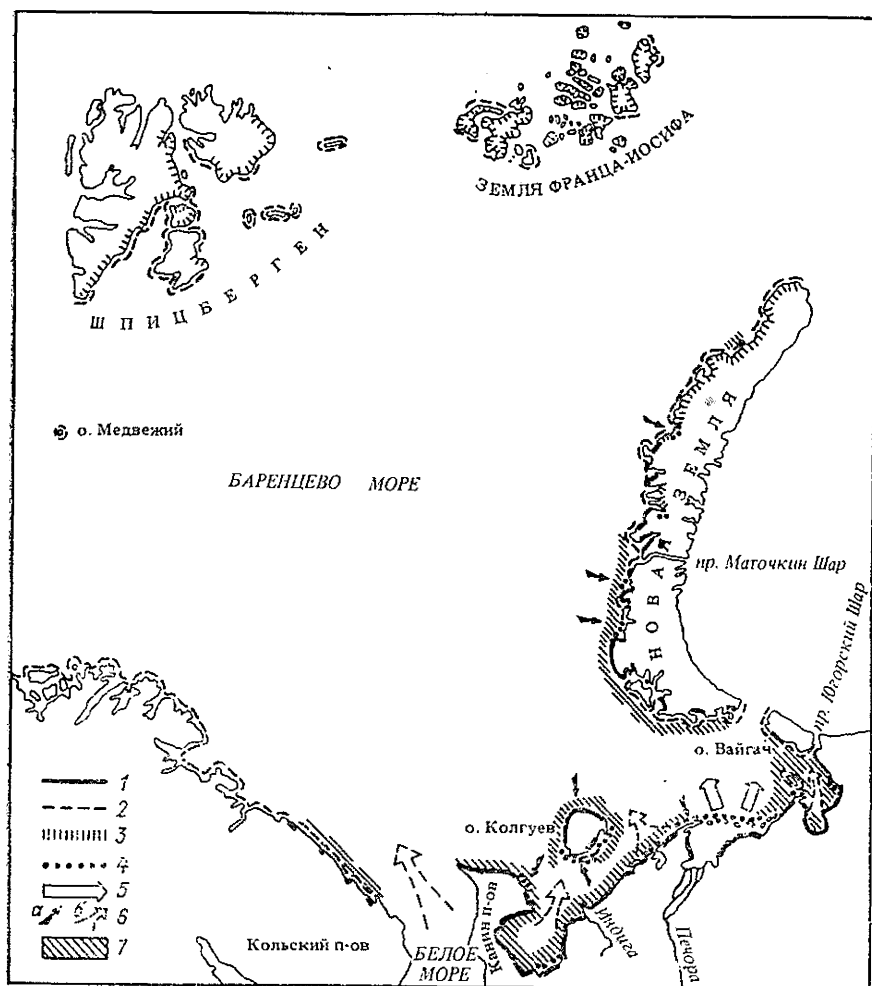


Рис. 11. Схема берегов Баренцева моря. (С учетом данных В. П. Зенковича, Д. Г. Панова, В. А. Звягольского, О. В. Суздальского, Г. А. Тарасова.)

1 — интенсивная абразия клифов, сложенных преимущественно рыхлыми осадочными породами; 2 — неразрушаемые или медленно разрушаемые клифы, сложенные преимущественно скальными изверженными и осадочными метаморфизованными породами; 3 — ледяные берега; 4 — прибрежно-морские аккумулятивные формы; 5 — поступление наносов из рек; 6 — вынос осадочного материала: а — волнами с подводного склона к берегу, б — приливными течениями в сторону моря; 7 — участки распространения разрушающегося подводного склона.

Данные о длине, высоте, скоростях абразии и геологическом строении клифов, полученные из [88, 96, 97, 99, 119 и др.], легли в основу табл. 11, по которой можно получить представление как об удельном, так и о суммарном количестве терригенных осадков,

сносимых в море. Ценность табл. 11 состоит прежде всего в том, что скорости абразии определены инструментально или из сопоставления карт за период 100—200 лет, а в ряде случаев и больше. Существует зависимость между прочностью пород и количеством сносимых осадков. Очевидно подавляющее значение клифов, сложенных рыхлыми и слабосцементированными осадочными породами, в поставке материала в Северное море [88].

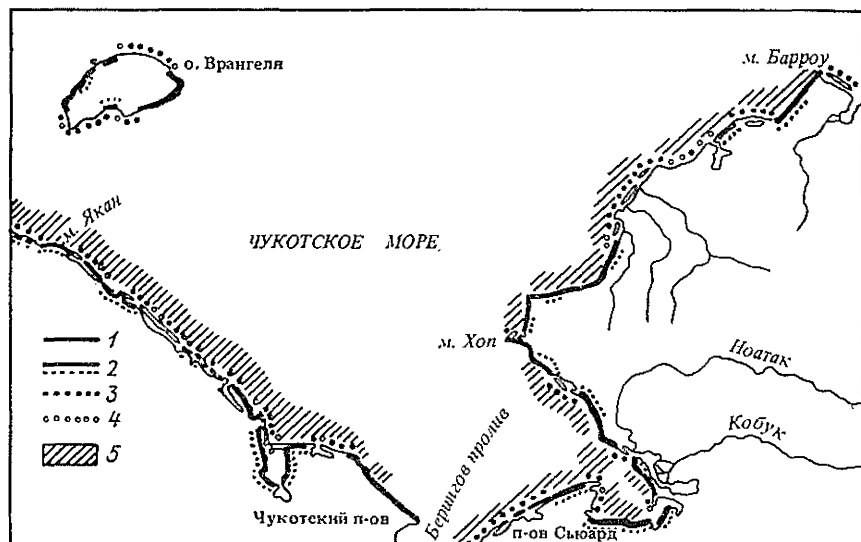


Рис. 12. Схема берегов Чукотского моря. (По материалам П. А. Каплина, В. А. Совершаева, А. Хартуэлла и Д. Уокера с дополнениями автора.)

Преимущественное распространение: 1 — коренных абразионных клифов, выработанных в прочных скальных породах; 2 — термоабразионных берегов, выработанных в слабосцементированных осадочных породах с включениями вечного льда; 3 — аккумулятивных форм с отступающей береговой линией; 4 — аккумулятивных динамически стабильных и нарастающих форм; 5 — абразионных подводных склонов.

Удельное количество материала колеблется от 0,35 до 15 м<sup>3</sup>/ (м·год), а в среднем по абразионным клифам всех берегов моря равно 6,9 м<sup>3</sup>/ (м·год). Как и в других бассейнах, такая сравнительно небольшая величина обусловлена тем, что берега сложенные породами 1—2 классов, занимают около половины длины всех абразионных участков.

Следует обратить внимание на длину активных клифов и их значение как источника терригенного осадочного материала. Согласно составленной карте (рис. 13), длина разрушаемых берегов достигает лишь 25 % от общей (1019 км). Тем не менее количество поступающего с них материала в среднем за многолетний период равно 7032 тыс. м<sup>3</sup>/год. Это почти в 2 раза больше твердого стока рек, к тому же без учета их частичного отложения в дельтах и эстуариях. Подобный вклад абразии клифов, несмотря на их сравнительно небольшую длину на берегах Северного моря,

88 Таблица 10

Количество осадочного материала, поступающего в море из клифов о. Итуруп (Курильские острова)

Геологическое строение клифов	Средняя скорость абразии, м/год	Средняя высота, м	Длина, м	Суммарный спос материала, м³/год	Количество материала крупнее 0,1 мм, %	Количество материала, м³/год	
						> 0,1 мм	< 0,1 мм
Рыхлые осадочные породы пролювиального и деллювиального генезиса	2,5	7	34 600	605 500	20	121 100	484 400
Туфогенные образования (пемзы, пеплы, туфы)	1,5	16	44 500	1 068 000	70	747 600	320 400
Прочно сцементированные осадочные и туфогенно-осадочные породы	0,2	25	89 600	448 000	60	268 800	179 200
Андезиты, андезито-базальты, лавобрекчин	0,01	35	72 300	25 300	90	22 700	2 600
Всего	—	—	241 000	2 146 800	—	1 160 200	986 600



Таблица 11

Количество терригенного материала, поступающего из клифов в Северное море [88]

Участок	Характеристика горных пород	Средняя скорость абразии, м/год	Средняя высота, м	Длина клифов, км	Суммарный снос материала, тыс. м <sup>3</sup> /год
м. Данджнесс — устье р. Темзы	Писчий мел, мергели	0,55	22	52	629,2
Устье р. Темзы — залив Уош	Ледниковые и деллювиальные суглинки	1,60	9	108	1555,2
Залив Уош — устье р. Хамбер	Деллювиальные и ледниковые суглинки	1,10	7	21	161,7
Коса Сперн — м. Фламборо	Моренные суглинки	1,50	10	70	1050,0
м. Фламборо — устье р. Тайн	Известняки выветрелые с прослоями прочных	0,06	16	35	33,6
Участки севернее м. Фламборо	Мергелистые известняки («рыхляк»), мел, выветрелые мергели	0,32	27	125	1080,0
Устье р. Тайн — устье р. Кокет	Ледниковые и аллювиальные суглинки	0,70	11	22	169,4
Устье р. Кокет — зал. Форт-оф-Фёрт	Прочные известняки, сланцы, песчаники, базальты	0,07	25	131	230,0
Зал. Форт-оф-Фёрт — пролив Портленд-Фёрт	Граниты, слюдистые сланцы, гранитогнейсы	0,01	35	162	56,7
Участки: район устья р. Дон, заливы Сент-Андрус, Спей, Синклерс	Ледниковые и деллювиальные суглинки, аллювиальные супеси	0,60	8	59	283,2
Участки от Согне-фьорда до Ослофьорда	Моренные и деллювиально-оползневые суглинки	1,00	15	96	216,0
Западный берег Ютландии от м. Скаген до о. Зильт	Моренные суглинки	2,25	6	56	693,0
	Пески алевритовые	3,20	4	51	652,8
	Мел, мергели	0,70	15	11	11,6
Голландия: от Ден-Хелдера до устья канала Нордензее	Дюнные пески	0,53	4	23	48,8
Устье Шельды—Брескенс	Аллювиальные суглинки	0,65	5	12	39,0
Бельгия, восточнее Остенде	Дюнные пески	1,50	5	15	112,0
Всего				1019	7032,2

характерен и для других морей, в частности Азовского, Чукотского и Баренцева.

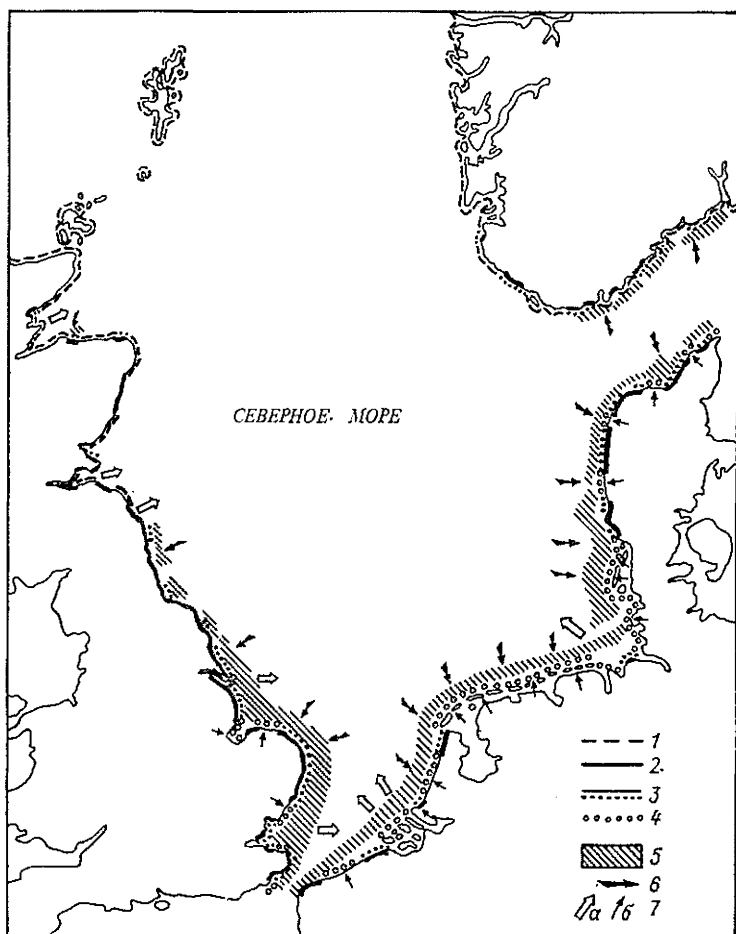


Рис. 13. Схема берегов Северного моря (по [88]):

1 — клифы, сложенные очень прочными породами, практически не разрушаются; 2 — клифы, сложенные прочными породами, абрадируются медленно; 3 — быстро отступающие клифы, выработанные в слабосцементированных осадочных породах; 4 — прибрежно-морские аккумулятивные формы; 5 — активные бенчи; 6 — поступление осадочного материала с подводных склонов; 7 — вынос осадков: а — реками, б — ветром.

Приведенные материалы исследований свидетельствуют о существенной роли абразии клифов в сносе осадочного материала. Для Северного моря абразионный источник является ведущим, что подтверждают расчеты. Если же учесть и абразию подводного склона, то данный источник в несколько раз превышает продуктивность всех остальных, вместе взятых [9, 86, 87, 89].

Значения удельной продуктивности клифов (более 850 по девяти морям) были подразделены на группы. Для каждой группы значений выбирались характерные горные породы той или иной степени сопротивляемости абразии. Чаше всего встречаемые значения и были внесены в табл. 4. Длина реально абрадируемых берегов выявлена по известной длине типов берегов и доле активных клифов в их пределах.

Общая продуктивность клифов, т. е. количество поставляемого ими осадочного материала, в составе различных типов берегов была вычислена как произведение удельного среднего значения на длину. Сумма по каждому типу берегов явилась общей продуктивностью, т. е. количеством осадочного материала, который сносится из клифов всего Мирового океана.

Конечно, итоговое значение табл. 4 надо рассматривать как приближенное. Его достоверность определяется точностью измерения длины абразионных берегов, наличием данных о скорости абразии, продолжительностью периода, за который измерены скорости, масштабом сопоставляемых карт и аэрофотоснимков.

Таким образом, клифы поставляют в Мировой океан примерно 3,15 млрд. м<sup>3</sup>/год обломочного материала в среднем за многолетний период. Это почти в 3,5 раза больше, чем умозрительная оценка других исследований, и в 2,6 меньше, чем твердый сток рек, рассчитанный в ГГИ [50, 73]. Полученное автором суммарное количество абразионного сноса также отличается и от данных Г. А. Сафьянова [67], который определил его равным 577,5 млн. м<sup>3</sup>/год (или 1,0 млрд. т/год). Эта величина резко занижена и вот почему.

Во-первых,стораживает принятая Сафьяновым длина реально абрадируемых клифов — всего 44 тыс. км (6,7 тыс. км термоабразионные, 19 тыс. км сложенные рыхлыми осадочными породами вне зоны многолетнемерзлых пород и 18,3 тыс. км сложенные сцементированными осадочными породами), т. е. около 6 % длины берегов Мирового океана. В то же время прямые измерения показали, что длина абразионных берегов ряда внутренних и окраинных морей (например, Азовского, Черного, Северного, Балтийского и др.) составляет от 20 до 70 % общей длины. На многие десятки тысяч километров протянулись абразионные берега океанов [57], поэтому принятая Сафьяновым длина абразионных берегов Мирового океана неоправданно занижена.

Во-вторых, заниженной является высота клифов. Так, для зоны многолетнемерзлых пород Сафьянов руководствовался данными А. Хартуэлла (А. Hartwell) по Северной Аляске и считал ее не превышающей 10 м. Однако данную аналогию можно считать неудачной, поскольку там преобладают нехарактерные для абразионных участков низкие берега. Вместе с тем имеются более полные и достоверные данные П. И. Башмакова, Г. В. Горбацкого, К. Л. Митта, Д. Г. Панова, Н. Н. Романовского, Н. А. Солнцева и др. Они показывают, например, что обычная высота активных клифов о. Колгуев составляет 30—35 м, Канинско-Печорского по-

бережья — до 20 м, о. Шпицберген — около 40 м, п-ова Ямал — 25—30 м, в районе Хатангской губы — 40—50 м и т. д.

В-третьих, заниженными являются скорости абразии клифов, сложенных скальными породами. Приведенные в этой главе данные показывают, что скальные клифы, согласно многолетним инструментальным исследованиям, абрадируются более интенсивно.

По-видимому, более тщательный анализ привел бы Сафьянова [67] к более точному выводу о роли абразии клифов в поступлении обломочного материала в Мировой океан. Аналогичные замечания можно сделать и к выводам А. И. Блажишина, определившего абразионный снос в Атлантический океан.

Приведенное автором значение также может считаться заниженным, в основном за счет неучета размываемых аккумулятивных берегов и участков, вовлекаемых в волновую переработку во время очень сильных штормов. Но оно настолько отличается от приводимых в литературе, что заставляет по-новому оценить роль абразионного источника и его место среди других источников, по-новому интерпретировать процессы седиментации в береговой зоне и в глубоководных областях дна морей и Мирового океана в целом, роль экзогенных факторов в формировании рельефа и т. д.

## Глава 3

### АБРАЗИЯ ПОДВОДНОГО СКЛОНА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

До недавнего времени абразия подводного склона моря не учитывалась как источник осадочного материала. Это было связано в основном со слабой изученностью подводной абразии: не было четких представлений ни о площадях бенчей, ни о скоростях их углубления. Поэтому при оценке абразионного сноса в море использовались только данные о разрушении клифов. Но уже первые стационарные исследования и сопоставление прецизионных съемок, между которыми прошло несколько десятков лет, показали, что абразионные явления на подводном склоне очень активны, отличаются большим разнообразием и могут быть важным источником осадочного материала. Абразионные формы на дне представлены бенчами разных типов.

#### 3.1. Некоторые особенности динамики бенчей

Основным результатом развития клифов является отступление в горизонтальном направлении при совместном действии волновых и неволновых факторов. Волновая абразия всегда приводит к увеличению крутизны берегов, а не к их выполаживанию, как утверждает О. К. Леонтьев и др. 43,— выполаживание берегов связано

с действием неволновых факторов. Одновременно с отступанием клифов происходит расширение бенчей, а главным результатом здесь является углубление. Если клифы не отступают или отступают медленно, то углубление прогрессирует и развивается тенденция к увеличению крутизны бенчей. Быстрое отступление клифов способствует выполаживанию бенчей.

Развитие бенчей отличается от развития клифов также участием иных факторов формирования. Так, на бенчи не оказывают влияния атмосферные явления: колебания температуры воздуха, количество атмосферных осадков и влажность, деятельность наземной растительности и др. В то же время бенчи развиваются под влиянием колебаний температуры и солёности прибрежных вод, деятельности зоо- и фитобентоса и т. д.

Разнонаправленность развития и участие различных факторов при выработке клифов и бенчей представляется одним из принципиальных особенностей бенчей как источника обломочного материала.

Само по себе механическое движение прибрежных вод, как показали натурные наблюдения, лабораторные эксперименты и аналитические расчеты [10, 20, 25], явно недостаточно для активного развития бенчей. Во много раз эффективнее абразивное действие обломочного материала, особенно крупнее 5,0 мм, который перемещается волновым прибойным потоком и течениями по поверхности прибрежного дна. Механизм абразивного процесса при участии движущихся частиц обломочного материала в общем виде освещен в [65]. Приведенные объяснения вполне удовлетворительны для понимания процессов разрушения бенчей как источника осадочного материала.

Представляет интерес определение оптимального количества наносов, достаточного для поддержания наиболее высоких скоростей углубления бенчей. Согласно исследованиям автора, на крутых подводных склонах, покрытых галечными наносами, наиболее активная выработка коренной поверхности бенчей происходит при средней толщине слоя наносов 30—40 см. При этом количество пляжевых подвижных наносов составляет 18—20 м<sup>3</sup>/м, или примерно 50 т (плотность 2,5 т/м<sup>3</sup>).

На умеренно крутых берегах, окаймленных песчаными и песчано-ракушечными пляжами (например, на Черном, Азовском, Балтийском морях), самые высокие скорости абразии бенчей отмечаются при средней толщине слоя наносов около 50—70 см и удельном объеме 10—15 м<sup>3</sup>/м, или до 30 т/м. Следовательно, на крутых подводных склонах, в отличие от умеренно крутых, обеспечивается наиболее активная абразия бенчей несколько большим объемом наносов (на 15—20 %) и существенно большей массой наносов. Такое явление можно связать с повышенной удельной энергией разрушающихся волн над приглубыми подводными склонами и более высокой гидравлической крупностью галечных наносов. Соответственно при одинаковом геологическом строении крутые подводные склоны дают больше осадочного материала.

В целом влияние уклонов на продуктивность намного уступает влиянию геологического строения и прочности горных пород.

### 3.2. Влияние прочности пород на углубление бенчей

Динамика бенчей в зависимости от геологического строения прибрежного дна достаточно хорошо освещена натурными наблюдениями. Максимальные скорости донной абразии развиваются на бенчах, сложенных рыхлыми осадочными породами 4 и 5 классов. Согласно исследованиям с помощью донных реперов, в приурезовой части дна, сложенного лессами и легкими суглинками, в отдельные годы фиксировались скорости до 0,7—0,8 м/год. За один сильный шторм глинистые бенчи Азовского моря местами могут углубляться на 2 мм/ч [20].

В северо-западной части Черного моря у оползневых берегов Одесского залива во время шторма 2—4 декабря 1976 г. (высота волны 3,2 м на глубине 8 м) подводный глинистый склон за 49 ч углубился на 18 см на глубине 0,5 м и на 1 см на глубине 7 м, согласно данным измерений донных реперов водолазом. Соответственно скорости абразии составили около 4 и 0,2 мм/ч. В районе м. Санжейского за тот же шторм глинистый бенч углубился на 13 см на глубине 1 м и на 4 см на глубине 3 м — скорости абразии 2,8 и 0,8 мм/ч. Сопоставляя эти результаты со среднегодовыми скоростями, полученными на основании подводных наблюдений на жестко установленных реперах, можно считать, что донная абразия поддерживается в основном несколькими сильными штормами, которые развиваются как летом, так и зимой. Несколькими штормов в течение года дают годовую норму скоростей абразии. Поэтому наша попытка построить график зависимости скоростей донной абразии от сезонной повторяемости волнений закончилась неудачно — такой зависимости не обнаружилось для тех районов, где побережья сложены глинистыми породами. Этот вывод имеет важное значение для понимания роли бенчей как источника осадочного материала.

Значительны средние многолетние скорости подводной абразии в рыхлых осадочных породах. Так, у берегов Ютландии, согласно П. Брууну (P. Bruun), подводный склон Северного моря углубляется в среднем до 13—15 м. Сопоставление поперечных профилей за период 1874—1950 гг. показало, что бенчи углубились на 18—22 футов, т. е. в среднем на 0,07—0,09 м/год (рис. 14). Примерно с такой же скоростью углубляется суглинистое дно около берегов Англии, согласно К. Кинг. Интенсивно абрадируются глинистые бенчи у берегов Западного Крыма.

В 1967—1968 гг. автор принимал участие в повторных нивелировках подводного склона в районах Гируляй и Павилоста на Балтийском море, где первые работы по профилям производились в 1945 г. Совмещение промерных профилей за прошедшие 22—23 года показало, что бенчи углубились на 3—4 м на глубинах

0—9 м, т. е. до 0,13—0,18 м/год. В среднем по профилю скорость донной абразии не превышала 0,05—0,07 м/год. Если учесть, что ширина бенчей в указанных районах достигает 900—1000 м, то несложно подсчитать объем осадочного материала на 1 м пог. длины берега — до 50—70 м<sup>3</sup>/(м·год). Столько же дают многие бенчи на Черном и Северном морях, хотя нередко обнаруживаются значения 100 м<sup>3</sup>/(м·год) и более.

В пределах дна устьевых областей рек углубление происходит особенно быстро. Так, за период 1960—1965 гг. подводный склон

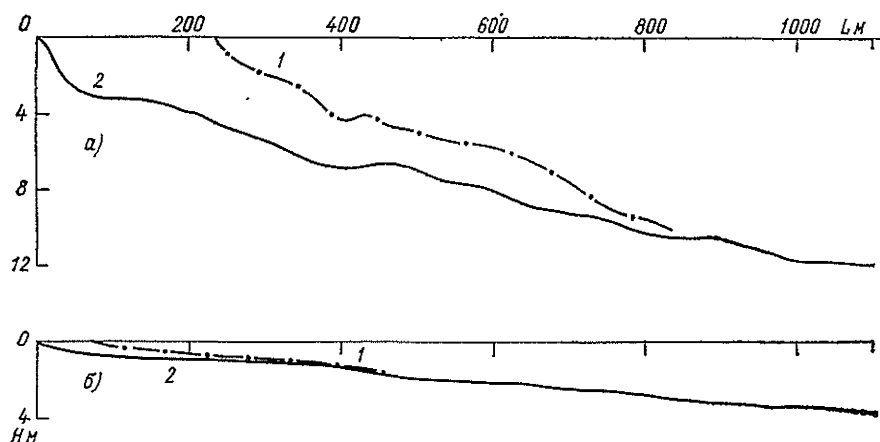


Рис. 14. Совмещенные поперечные профили абразионного подводного склона.

а — район Лодбьерга, Дания, по данным съемок: 1 — 1874 г., 2 — 1950 г. (по П. Брууну); б — район около порта Ейск, восточная часть Азовского моря, по данным съемок: 1 — 1963 г., 2 — 1981 г.

напротив о. Большого в устье р. Риони углублялся на 0,20 м/год, а старые участки дна на взморье дельты Миссисипи за период 1812—1954 гг. углублялись на 0,10—0,15 м/год [96].

Высокие скорости абразии обнаружены в пределах криолитозоны. По материалам повторных промеров очень отмелых подводных склонов (уклон 0,0010—0,0006) морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского за период 15—20 лет поверхность дна понизилась на 1,0—1,5 м [34]. В результате изобаты 8 м и 10 м сместились на 0,5—1,5 км в сторону берега.

Процессы термоабразии в период «гидрологического лета» затрагивают глубины до 20 м [10], т. е. ширина подводного склона достигает в среднем 10—15 км. Учитывая, что средние за многолетний период скорости термоабразии составляют 0,05—0,06 м/год, можно подсчитать удельную продуктивность, т. е. объем породы, сносимой с бенчей. Она равна до 500—800 м<sup>3</sup>/(м·год). Однако в составе многолетнемерзлых толщ побережья указанных выше морей содержание льда достигает 40—60 %. Поэтому высвобождается всего около 250—300 м<sup>3</sup>/(м·год) чистого осадочного материала. Это самые высокие значения удельной продуктивности, по-

лученные путем непосредственных измерений в природных условиях.

Возрастание прочности горных пород в составе бенчей, как и клифов, понижает скорости донной абразии. Согласно стационарным исследованиям на Черном море между Сочи и Мацестой в 1944—1951 гг., дно, выработанное в сравнительно малопрочных глинистых сланцах (породы 3 класса), было размыто на 1,5 м на глубинах до 2—3 м. Средняя скорость абразии составила 0,21 м/год. В этом районе волны активно действуют до глубин 10—15 м [60], а уклон подводного склона около 0,03. Поэтому ширина бенчей достигает 300—400 м. С удалением от уреза к внешней части бенчей скорость абразии постепенно снижается и за счет этого в среднем по профилю можно принять равной 0,04 м/год. Отсюда удельная продуктивность бенчей равна  $12—16 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ .

В береговой зоне Чукотского моря, по реперным повторным прецизионным нивелировкам, скорость донной абразии составляет 0,020—0,025 м/год в местах залегания трещиноватых глинистых известняков, согласно данным В. И. Огородникова и Д. Уокера (J. H. Walker). Примерно такие же скорости были зафиксированы автором на подводном склоне около Тарханкутского полуострова (Черное море), где бенчи сложены сильно выветрелыми известняками неогена,— 0,02—0,03 м/год за период 1972—1976 гг. Мергелистые известняки в бенчах болгарского побережья Черного моря абрадируются до 0,030—0,035 м/год. Несколько ниже скорость абразии бенчей, сложенных флишевыми породами,— до 0,010—0,015 м/год, согласно данным наблюдений на Черном и Чукотском морях. На 0,005—0,010 м/год углубляется подводный склон, сложенный трещиноватыми известняками ордовика и силура на эстонском побережье Балтийского моря, менее прочные нижнепалеозойские песчаники и сланцы разрушаются со скоростью несколько сантиметров в год [59]. Такое же значение называют Р. Паскофф и П. Санлавилье (R. Paskoff and P. Sanlaville) для берегов о. Мальта.

Из приведенных данных следует, что на поверхности бенчей горные породы 3 класса обычно разрушаются со скоростью 0,03—0,04 м/год, в отдельных случаях до 0,10 м/год. По-видимому, участки подводного склона, сложенные этими породами, довольно продуктивны, если учесть широкую распространенность их на подводном склоне морей и океанов. Ширина бенчей обычно составляет несколько сотен метров (иногда до 1,0—1,5 км и более), чаще всего 500—600 м. Следовательно, бенчи, сложенные породами 3 класса, дают до  $50 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$  осадочного материала, а в среднем  $15—25 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ .

На порядок медленнее отступают бенчи, сложенные породами 2 класса, хотя соответствующих данных очень мало. Так, кристаллизованные палеогеновые известняки и прочные аргиллиты у берегов п-ова Каикюра (Новая Зеландия) размываются на дне со скоростью 0,002—0,007 м/год [107]. Кембрийские песчаники и до-



ломиты у северо-восточных берегов Шотландии абрадируются на бенчах до 0,005 м/год. Очень прочные разности флишевой серии на кавказском побережье разрушаются со скоростью до 0,005—0,006 м/год. Слабопрочные туфобазальты в составе бенчей Карадага абрадируются на 0,001—0,002 м/год. Некоторые данные о разрушении подобных бенчей приводит В. П. Зенкович и др. [23]. Ширина этих бенчей колеблется в больших пределах и определяется в основном геолого-структурными особенностями побережий [23, 30, 43, 56]. Согласно этим источникам среднюю ширину бенчей в данном случае можно принять около 1000 м (обычно 500—700 м), учитывая средние темпы углубления, удельную продуктивность — до 5 м<sup>3</sup>/(м·год).

Изверженные кристаллические породы на подводном склоне практически не абрадируются [22, 23, 133], хотя на отдельных участках и обнаружено очень медленное углубление бенчей (до 0,001—0,003 м/год). Примером могут служить некоторые подводные продолжения мысов на Балтийском море, в Гудзоновом и Баффинском заливах, в море Бофорта [96, 105, 106, 112], а также у крымского побережья Черного моря [23]. Вероятно, такие частные случаи связаны в основном с движением большого количества гравийно-галечных наносов вокруг мысов, перед которыми находятся горизонтальные мелководные бенчи, или на дне залегают сильно трещиноватые и выветрелые породы.

Как отмечалось выше, ширина бенчей является важнейшим фактором (наряду со скоростями абразии), определяющим их продуктивность. Оказалось, что с увеличением прочности горных пород на подводном склоне ширина зоны активной абразии в общем снижается. Причина этого явления заключается, по-видимому, в уменьшении волновых скоростей по мере роста глубин, и те скорости, которые на определенной глубине могут быть разрушающими для рыхлых осадочных пород, не будут приводить к абразии бенчей, сложенных полускальными и скальными породами. Так, глинистые бенчи северо-западной части Черного моря и суглинистые бенчи восточной части Балтийского моря активно абрадируются до глубин 12—15 м (расстояние от береговой линии до 2 км). В то же время активная абразия на известняковых бенчах в тех же районах проявляется до глубин 5—6 м при идентичных уклонах подводного склона (0,038—0,040).

Эта закономерность была достаточно четко проиллюстрирована Н. А. Лабзовским на примере береговой зоны водохранилищ (табл. 12). Он показал, что с увеличением прочности пород и сопротивляемости их волновому воздействию, глубина, ограничивающая зону развития береговых процессов, понижается. Если же уклоны подводного склона разные, а бенчи сложены аналогичными по степени сопротивляемости абразии породами, то ширина зоны активной абразии больше на менее приглубых берегах. Однако в случае отмелых берегов скорости абразии должны быть в целом ниже в связи с пониженными значениями удельной энергии разрушающихся волн. Подобные закономерности необходимо

Таблица 12

**Глубина воздействия волн на различные горные породы на подводном склоне водных бассейнов (по Н. А. Лабзовскому)**

Породы, слагающие подводный склон	Глубина воздействия волн	
	в долях длины волн	в долях высоты волн
Глина, ил	0,33	4,0
Лёсс	0,25	3,0
Суглинок	0,25	3,0
Суглинок с валунами	0,14	1,7
Песок мелкий	0,20	2,4
Песок средний	0,17	2,0
Гравийный песок	0,12	1,5
Галечник	0,10	1,2

учитывать при оценках продуктивности бенчей (обломочным материалом) для разных районов береговой зоны. В этой связи, например, не следует торопиться с выводами о том, что с более приглубого подводного склона сносится больше обломочного материала как с более интенсивно углубляющегося. Часто бывает, что менее приглубый, но более широкий бенч является более продуктивным. Особенно часто такая особенность отмечается на океанических участках береговой зоны.

### 3.3. Временная неравномерность распределения скоростей донной абразии

При анализе скоростей донной абразии важно учитывать их неравномерность во времени. Бывает, что исследования темпа углубления бенчей указывают на дециметры или миллиметры в год в зависимости от разных причин. Однако это не значит, что измеренные скорости можно распространять на сотни или тысячи лет, как делают некоторые исследователи.

Например, наблюдения проводятся на стадии максимально выраженных противоречий между волновым режимом и формой профиля подводного склона. Такие ситуации могут возникнуть при очень быстром затоплении суши (скажем, берега водохранилищ), при формировании вулканических островов [124] или смещении блока побережья под воздействием тектонических сил [42]. На первых порах скорости абразии в этих случаях являются повышенными. Но со временем, по мере выработки профиля равновесия [82], они постепенно снижаются и потому уменьшается продуктивность бенчей. Учитывая, что в пределах определенного временного ритма прибрежно-морские процессы развиваются в целом по экспоненциальному закону, необходимо иметь в виду их общее

затухание во времени. Но если данный ритм является составной частью ритма более высокого порядка и подчинен ему иерархически, то экстраполировать данные необходимо в соответствии с закономерностями развития ритма более высокого порядка.

Далее, второй случай неравномерного распределения скоростей абразии во времени связан со стадийностью проявления волнового режима [23, 82]. Все прибрежно-морские процессы (например, данные по району м. Бурнас в табл. 13 показывают, как изменчивость скоростей абразии влияет на количество сносимого осадочного материала), в том числе и абразионные, во времени развиваются ритмично в зависимости от колебаний ветро-волнового режима, продуктивности фито- и зообентоса, ледовых условий, температуры и солёности прибрежных вод и других факторов. В результате формируется саморегулирующийся природный процесс с отрицательной обратной связью, а потому основным свойством этого процесса является повторение похожих природных ситуаций в рамках ряда ритмов одного и того же порядка, например в пределах внутригодового, многолетнего, внутривекового ритмов. В общем повышенные скорости абразионных процессов через определенный интервал времени чередуются с пониженными скоростями; такая ритмичность обычно описывается в первом приближении синусоидальным законом. В действительности в природных условиях такое явление бывает более сложным, однако это не меняет тенденции неравномерности скоростей абразии во времени. Зная подобные закономерности, можно выяснить, на какой стадии того или иного ритма проведены измерения скоростей абразии, а значит, определить, в какой степени повышенными или пониженными относительно средних являются полученные результаты, а уж затем, после соответствующих поправок, их можно распространить на длительные промежутки времени.

Третий случай неравномерности скоростей абразии бенчей связан с влиянием различных аккумулятивных форм и обусловлен различной способностью литодинамически связанных абразионных и аккумулятивных форм реагировать на абразионное воздействие. Многочисленные примеры подобного взаимодействия по простиранию береговой линии приведены в работах В. П. Зенковича, О. К. Леонтьева с соавторами, К. Кинга и других исследователей. Подробно механизм этого процесса изучался Л. Г. Никифоровым на примере Челекенской динамической системы (Каспийское море), а также автором на примере Самбийского полуострова (Балтийское море) и района м. Бурнас на Черном море. Подобного рода взаимодействие происходит и по поперечному профилю подводного склона. В результате его изучения удалось разработать модель развития абразионного профиля береговой зоны.

Если абразионная форма сопряжена с аккумулятивной, то на соседнем абразионном участке скорости углубления бенчей регулируются поступлением наносов с аккумулятивного участка. Подача наносов на абразионный участок приводит к увеличению размеров пляжей и сокращению площади бенчей. Частота этого явле-

Таблица 13

Изменения удельного абразийного сноса осадочного материала из клифов северо-западной части Черного моря за 1969—1980 гг.

Участок	Год	Скорости абразии, м/год	Суммарный снос материала, м³/год	Количество пляжеобразующих фракций > 0,1 мм, м³/год	Удельный снос материала, м³/(м·год)
Большефонтанский, длина клифов 10 км, средняя высота 34,0 м, фракции > 0,1 мм 7,3 %	1969	1,59	540 600	39 463,8	3,95
	1970	1,20	408 000	29 784,0	2,98
	1971	1,98	673 200	49 143,6	4,91
	1972	1,85	629 000	45 917,0	4,59
	1973	2,14	727 600	53 114,8	5,31
	1974	0,98	319 600	23 330,8	2,33
	1975	0,39	115 600	8 438,8	0,84
	1976	0,82	278 800	20 352,4	2,03
	1977	0,30	102 000	7 446,0	0,74
	1978	0,59	200 600	14 643,8	1,46
	1979	0,65	221 000	16 133,0	1,61
	1980	0,98	333 200	24 323,6	2,43
Грибовский, длина клифов 15,2 км, средняя высота 16,6 м, фракции > 0,1 мм 13,4 %	1969	0,92	232 134	31 106,0	2,05
	1970	1,28	322 970	43 277,9	2,85
	1971	1,08	262 413	35 163,3	2,31
	1972	1,44	363 341	48 687,7	3,20
	1973	1,58	398 666	53 421,2	3,51
	1974	1,40	353 248	47 335,2	3,11
	1975	1,32	333 062	44 630,4	2,94
	1976	1,10	277 552	37 191,1	2,45
	1977	1,32	333 062	44 630,4	2,94
	1978	0,84	211 949	28 401,1	1,87
	1979	1,77	446 606	59 845,3	3,94
	1980	1,99	502 117	67 283,7	4,43
Бурнасский, длина клифа 17,5 км, средняя высота 17,0 м, фракции > 0,1 мм 3,66 %	1969	4,90	1 457 750	53 353,7	3,05
	1970	5,30	1 576 750	57 709,0	3,30
	1971	6,88	2 046 800	74 912,9	4,28
	1972	5,87	1 746 325	63 915,5	3,65
	1973	5,65	1 680 875	61 520,0	3,52
	1974	2,23	663 425	24 281,4	1,39
	1975	0,60	178 500	6 533,1	0,37
	1976	0,26	77 350	2 831,0	0,16
	1977	1,63	484 925	17 748,3	1,01
	1978	2,09	621 775	22 757,0	1,30
	1979	2,86	850 850	31 141,1	1,78
	1980	0,90	267 750	9 799,7	0,56

ния зависит в целом от экспозиции береговой линии и изобат по отношению к результирующему вектору ветро-волнового режима. Если вдольбереговая составляющая от его проекции на береговую линию направлена от аккумулятивного участка к абразийному, то, по-видимому, бенчи в этих условиях будут размываться медленнее, чем при противоположном направлении вдольбереговой составляющей. Тогда продуктивность бенчей будет пониженной, несмотря на то что они могут быть сложены горными породами 4—5 классов и могут находиться в условиях частой повторяемости

штормов. Если на таких бенчах измерения площадей и скоростей абразии выполнить в период ухода наносов на аккумулятивный участок, то полученные результаты окажутся завышенными. В противоположном случае результаты будут заниженными. Однако, зная закономерности развития таких абразионно-аккумулятивных пар, можно получить достоверные сведения о продуктивности бенчей.

Поскольку развитие бенчей активно влияет на развитие клифов, то изложенные здесь соображения соответственно сказываются и на клифах. Поэтому подобного рода поправки необходимо вносить и при оценке клифов как источника осадочного материала.

#### 3.4. Зависимость скорости абразии от уклона подводного склона

На процессы донной абразии и связанные с ними поступления осадочного материала в водные бассейны оказывают влияние уклоны подводного склона. До настоящего времени этот вопрос недостаточно изучен; общепринято мнение, что с более крутых подводных склонов сносится больше материала, чем с менее крутых [23]. Однако такая интерпретация является упрощенной и не всегда соответствует действительности, как уже указывалось в предыдущем разделе. Поэтому данный вопрос требует дополнительного исследования.

Разнообразие рельефа подводных склонов обуславливает различный характер сноса осадочного материала. В современной литературе можно найти ряд классификаций бенчей на подводных склонах. Среди них наиболее известна классификация, предложенная В. В. Лонгиновым [45], однако ею охвачены в основном приурезовые участки, самая верхняя часть подводного склона, да и то для условий аккумулятивных берегов, поэтому она не подходит для характеристики бенчей как источника осадочного материала. Более удовлетворительной, хотя и менее дробной является классификация О. К. Леонтьева [42]. Используя ее, П. А. Каплин [30] и Л. Г. Никифоров [57] показали, что распространение и интенсивность абразионных процессов наряду с другими факторами связаны с уклонами подводного склона. По косвенным признакам они высказали предположения о том, что повышенные скорости абразии присущи бенчам на крутых подводных склонах и пониженные — на пологих. Границей между крутыми и пологими склонами они приняли, вслед за Леонтьевым [42], уклоны 0,03.

Исследования автора на Черном, Азовском и Балтийском морях показали, что зависимость скоростей абразии от уклонов подводного склона более сложная. В общем границей «пологих» и «крутых» склонов автор, как и в [54, 59], считает значение примерно 0,03. Более крутые уклоны обуславливают активное смещение наносов на глубину, бенчи остаются не прикрытыми защитным покровом наносов и потому постоянно доступны для волнового разрушения. Около 77 % специально обследованных более крутых

профилей (всего 116 шт.) показали, что на них покрыты лишь отдельные небольшие участки, существенно более пологие, чем профиль в целом. Отрезки повышенной крутизны относительно средней по профилю абрадируются интенсивнее остальных. Эта закономерность отражает стремление подводного рельефа к выравниванию, как показано на примере Черного моря.

Согласно анализу многочисленных промерных данных, полученных автором или опубликованных другими исследователями, группа более пологих профилей ограничена уклонами 0,007—0,03. Причем даже в диапазоне этих уклонов замечены различия в динамике бенчей более крутых и более пологих. Так, по стационарным исследованиям в северо-западной части Черного моря подводный склон, сложенный породами неоген-антропогенного возраста (глинистыми) и умеренно приглубый (порядка 0,030—0,018), абрадируется на 20—25 % интенсивнее, чем склон крутизной 0,018—0,007.

Можно выделить четыре основные группы подводных абразионных склонов разной крутизны, на которых скорости абразии различаются наиболее заметно:

- 1) крутые, с уклонами  $>0,03$ ;
- 2) умеренно приглубые, с уклонами 0,03—0,018;
- 3) пологие, с уклонами 0,018—0,007;
- 4) очень пологие, с уклонами  $<0,007$ .

По всей видимости, это подразделение бенчей нужно относить к тем, которые сложены легко размываемыми горными породами 4—5 классов, поскольку влияние геологического строения сказывается на динамике бенчей в большей степени, чем уклоны. Формирование крутизны и кривой профиля бенчей, сложенных более прочными породами, вероятно всего, сильнее зависит от геологического строения [42, с. 160; 45]. Предлагаемое деление бенчей по крутизне их поперечного профиля имеет и более широкое значение, поскольку дает представление о влиянии уклонов на количество вырабатываемого осадочного материала.

Многие исследователи ставят уклоны подводного склона в зависимость от прочности слагающих его пород [20, 23, 99]. Поддерживая эту концепцию, Леонтьев [42] приходит к выводу, что с увеличением прочности пород вырабатываемой волнами бенч становится все более пологим. Однако этот вывод не является бесспорным, поскольку волновая выработка бенчей связана не только с процессами взаимодействия волн с подводным склоном. По мнению автора, процессы формирования крутизны бенчей зависят в основном от соотношения скоростей горизонтального и вертикального абразионного вреза, т. е. скоростей отступления клифа и углубления бенчей. А эти скорости в свою очередь связаны со следующими факторами:

1. Исходное строение рельефа побережья. Это — долговременный процесс, формирующий исходные уклоны поверхности берегов и дна, подробно анализируется в работах [43, 56, 85, 105 и др.]. В подавляющем большинстве случаев данный фактор определяет

уклоны подводного склона, с ним связано явление унаследованности абразионных процессов.

2. Прочность горных пород, слагающих побережье. Если подводный склон сложен малопрочными рыхлыми осадочными породами, то клифы отступают, как правило, очень быстро и со временем вырабатываются поперечные абразионные профили выпуклой формы, как показано на схеме Леонтьева [42, с. 172]. Если же береговая зона сложена осадочными скальными породами, то возможно прогрессирующее быстрое углубление бенчей при несущественном отступании клифов и формирование вогнутого поперечного профиля.

3. Берега и подводный склон сложены разными по прочности горными породами. По-видимому, залегание более прочных пород в клифах при достаточно высоких скоростях абразии бенчей приводит к тенденции прогрессирующего углубления и увеличения крутизны прибрежного дна. Если же более прочными породами сложен подводный абразионный склон, то наиболее вероятным может быть выполаживание его за счет более активного отступления клифа.

4. Влияние силы и повторяемости штормов. Практически всегда с возрастанием силы и повторяемости штормов формируется тенденция к увеличению крутизны подводного склона [23, 45, 99]. В частности, эта закономерность достаточно ярко иллюстрируется материалами К. К. Орвику [59], указавшего на различия уклонов подводного склона у берегов Эстонии, в разной степени открытых действию морских волнений.

5. Влияние запасов наносов наиболее ярко выражено у берегов, сложенных рыхлыми осадочными породами. В общем случае с увеличением запасов наносов скорости абразии бенчей уменьшаются, поскольку снижаются площади бенчей и возрастает роль защитного покрова наносов на дне. Однако при полном отсутствии наносов скорости абразии также минимальны или равны нулю для каждой в отдельности прочностной группы пород, обнажающихся на подводном склоне. Рыхлые осадочные породы абрадируются под действием волн как несвязные. Более прочные полускальные и скальные породы в наибольшей мере подвержены влиянию неволновых факторов: деятельности животных и растений, химическому растворению и т. д. Рост запасов наносов до 10—20 м<sup>3</sup>/м ведет к резкому повышению скорости углубления прочных бенчей до максимума за счет абразивного эффекта (см. также п. 6.5), а дальнейшее увеличение запасов наносов начинает препятствовать абразии [85].

6. Распределение наносов на подводном абразионном склоне. В местах накопления большого количества наносов как вдоль берега, так и по поперечному профилю дна скорости абразии бенчей минимальны. Поэтому локализируются участки береговой зоны с повышенными, пониженными скоростями и полным отсутствием абразии. Примером может служить общеизвестное распределение скоростей на мысах и в бухтах, унаследованное от исходного рас-

членения побережья [23, 56]. По поперечному профилю подводного склона перераспределение наносов может привести к попеременной активизации абразии в верхней или нижней части профиля (рис. 15). Выработка абразионной прибрежной террасы и прогрессирующее увеличение ее ширины приводят к постепенному накоплению наносов в верхней части подводного склона. Форма поперечного профиля становится выпуклой. При достаточно широкой террасе создаются условия для накопления такого количества

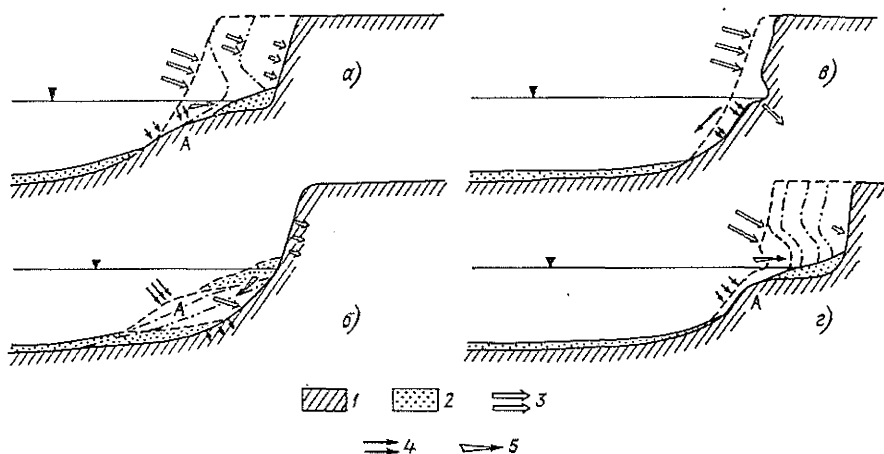


Рис. 15. Принципиальная схема развития поперечного абразионного профиля глинистого подводного склона.

*а* — преимущественное отступление клифа, выработка прибрежной абразионной террасы и накопление пляжевых наносов; *б* — стабилизация клифа и преимущественное углубление подводного склона, смещение наносов вниз к подножию склона; *в* — активизация абразии и преимущественное отступление клифа, выработка абразионной террасы; *г* — увеличение размеров пляжа и затухание скоростей абразии клифа.  
1 — коренные глинистые породы, 2 — прибрежно-морские наносы, 3 — направление отступления клифа, 4 — углубление бенча, 5 — направления поперечных миграций наносов.  
Размеры стрелок могут служить для оценки относительных скоростей абразии клифов и бенчей на разных этапах эволюции абразионного профиля.

наносов, при котором резко замедляются скорости абразии или она полностью прекращается (рис. 15 *а*). Тогда наиболее ощутимо разрушается нижняя часть профиля, более крутая и лишенная покрова наносов (рис. 15 *б*). Со временем это приводит к формированию профиля вогнутой формы. В этих условиях наносы постепенно перемещаются от верхней части склона в нижнюю, и вновь активизируется абразия верхней части профиля (рис. 15 *в*). Снова выполаживается прибрежная часть дна и расширяется приурезовая абразионная терраса. Форма профиля становится выпуклой (рис. 15 *г*). Затем цикл повторяется.

7. Различное геологическое строение бенчей и прибрежно-морских наносов. Если наносы тверже пород на бенчах, то бенчи абрадируются интенсивнее. В противном случае наносы быстро истираются и исчезает абразивный материал. Эти процессы оказы-



вают соответствующее влияние на выработку уклонов подводного склона.

### 3.5. Процессы развития бенчей

Длительное развитие бенчей не приводит к заметному изменению общих параметров подводного склона, в частности крутизна и форма профиля в целом меняются около какого-то среднего положения при неизменных внешних условиях. Такой вывод касается крутых подводных склонов и получен на основании анализа динамики крутых профилей в разных прибрежно-морских условиях. Это находит выражение в процессе отступления профиля «параллельно самому себе», по выражению Зенковича [23]. Особенно четко эта закономерность выражена на быстро отступающих бенчах вновь возникших вулканических островов [124, 128]. Отсюда можно заключить, что практически вся поверхность бенчей продуцирует осадочный материал при относительно небольшой прочности горных пород. Подобный процесс длителен, и его с наибольшей долей вероятности можно распространять на сравнительно длительные промежутки времени (десятки и сотни лет).

Умеренно крутые поперечные профили, как и крутые, развиваются преимущественно под влиянием морских волн. Но в связи с менее крутыми уклонами и потому более слабым волновым влиянием создаются более благоприятные условия для залегания наносов на подводном склоне. Поэтому в целом они в меньшей степени разрушаются, за исключением тех случаев, когда количество наносов близко оптимальному и благоприятствует яркому проявлению абразивного эффекта. Волновые абразивные формы создают сложную поверхность подводного склона.

Умеренно пологие поперечные профили, как и умеренно крутые, вырабатываются в основном волнами. Но в их развитии более чувствительно проявляется действие сгонно-нагонных явлений. Так, например, у приглубых кавказских берегов с крутым подводным склоном нагоны даже при сильных штормах (1—2 %-ной обеспеченности) достигают 20—25 см. При штормах такой же обеспеченности у берегов Западного Крыма, где распространены умеренно крутые профили подводного склона, высота нагонов достигает 40—50 см.

Соответственно более благоприятным условием накопления наносов на умеренно крутых и умеренно пологих склонах представляются запасы наносов (факторы 5 и 6 в предыдущем разделе). Для подводных склонов крутизной 0,03—0,007 характерна поперечная активизация абразии в нижней и верхней частях профиля. В связи с этим средние скорости углубления в целом по профилю, выясненные в течение кратковременных натурных наблюдений (несколько лет), нельзя распространять на длительные промежутки времени (десятки, сотни лет). Полученные значения необходимо уменьшить по крайней мере в 2 раза. Этот вывод имеет важное

значение для оценки продуктивности бенчей на умеренно крутых и умеренно пологих подводных склонах.

Интересно, что сходный процесс развития профиля прибрежного дна (попеременное углубление его верхней и нижней частей) был обнаружен В. С. Медведевым на приливных морях. Попеременная активизация размыва нижней и верхней частей в приливной зоне там происходит не под влиянием перераспределения наносов на профиле, а в зависимости от соотношения величины сизигийного прилива, высот средних штормовых волн и глубин у основания подводного склона при действии волн данного размера. Именно соотношениями между перечисленными величинами Медведев объясняет ступенчатую выпуклую и вогнутую форму абразионного профиля прибрежного дна на приливных побережьях, в отличие от многих других исследователей, которые считали, что здесь развиваются в основном выпуклые профили [23, 42, 103].

Согласно разработанной Медведевым схеме, форма абразионного профиля при прочих равных условиях (сила волнений, устойчивость пород, изрезанность береговой линии и др.) определяется влиянием величины прилива. С ее возрастанием профиль эволюционирует от выпуклого к вогнутому. Этот вывод согласуется с выводом Д. Дэвиса [105], который к тому же выделяет три типа приливных берегов с величинами приливов  $<2$ ,  $2-4$  и  $>4$  м и считает, что наиболее активно развивается профиль при величинах приливов более 4 м. Таким образом, под влиянием донной абразии обломочный материал интенсивнее всего поступает с приливного профиля тех участков, где величины приливов максимальны, и главным образом — с нижней части профиля. На участках береговой зоны с малыми величинами приливов развитие профиля близко развитию неприливно-го профиля и основная часть осадочного материала мобилизуется с верхней части профиля. Отсюда попеременное преобладание донной абразии на разных батиметрических уровнях профиля неприливно-го и приливных морей свидетельствует об общности условий поступления осадочного материала с прибрежной части дна. Определенное время материал поступает в основном с верхней части профиля, спустя некоторое время — с нижней части профиля. В условиях глинистых бенчей северо-западной части Черного моря этот промежуток времени составляет до 15—30 лет. Следовательно, в подобных случаях необходимо считать продуктивность бенчей без учета полной их ширины. Представленный выше ход развития абразионного профиля подводного склона связан главным образом с характером трансформации волн в условиях крутизны профиля, равной 0,007—0,03, как и развитие подводного склона при других уклонах подводного склона [23, 25, 45, 77].

На основании специальных натурных экспериментов [41, 72] установлено, что гидродинамически наиболее активной является прибрежная часть моря от уреза до глубин  $H=3,5h$ , где  $h$  — средняя высота чаще всего повторяющихся штормовых волн. Глубже абразионный подводный склон испытывает наибольшее влияние

от волн самых крупных штормов и намного менее интенсивно действие обычных волн 50 %-ной обеспеченности. Этим иллюстрируется известная закономерность, по которой степень волнового воздействия убывает от уреза в сторону моря [45, 54, 65] и соответственно снижается снос осадочного материала с бенчей.

На глубинах  $H < 3,5h$  во время штормов развиваются волновые давления и течения, скорость которых достаточна для массового перемещения крупнозернистого песка и гравия даже в неприливных внутренних и окраинных морях [14, 45, 49, 77, 132]. Следовательно, по всему поперечному профилю подводного склона возможно проявление абразивного эффекта и, как следствие, достаточно быстрое углубление подводного склона. Например, донная абразия была зафиксирована в глинистых породах до глубин 10—12 м в Черном море и до глубин 14—15 м в Северном море. Судя по углублению подводного склона и интенсивному выбросу обломочного материала со дна в береговой зоне других морей [98, 124, 125, 127], мобилизация обломочного материала с бенчей — чрезвычайно распространенное явление.

Не везде и не всегда материал с бенчей питает надводные береговые формы и становится частью прибрежно-морских наносов. Согласно стационарным гидродинамическим наблюдениям в береговой зоне, где уклоны составляют 0,03—0,007 [45, 119], на протяжении большей части года на глубинах менее двух-трех высот средних штормовых волн отчетливо преобладает движение воды в сторону берега. Глубже преобладают движения в сторону моря, усиленные компенсационным оттоком. Граница этих двух зон в общем приурочена к полосе раздела тех частей подводного склона, в которых проявляется попеременная активизация абразии. Таким образом, в период преимущественно абразионного вреза в верхней части подводного склона основное количество осадочного материала должно оставаться в береговой зоне и питать аккумулятивные береговые формы. В период преимущественно абразионного вреза в нижней части подводного склона преобладает вынос осадочного материала за пределы береговой зоны и роль бенчей как источника прибрежных наносов снижается. Эти выводы можно отнести и к отдельным участкам береговой зоны неприливных и приливных морей, на которых в определенный период преобладают процессы абразии в верхней или в нижней части подводного склона.

Изложенные выше закономерности процессов углубления пологих и умеренно крутых бенчей (уклон 0,03—0,007) указывают на преимущественное значение волнового фактора в мобилизации осадочного материала. Именно волновой фактор определяет процессы сноса материала для участков разнообразного геологического строения, причем с увеличением крутизны профиля и уменьшением прочности горных пород волновые формы становятся более динамичными [25, 30, 56]. В береговой зоне с очень пологими уклонами подводного склона (менее 0,007) роль волнового факторов в развитии бенчей сводится к минимуму, а потому скорости

их углубления минимальны. Здесь преобладает горизонтальное изменение (отступление клифов) и с тем большими темпами, чем менее прочными являются горные породы. Поэтому в большинстве случаев в развитии очень пологих бенчей хорошо заметны следы действия неволновых факторов, при этом обнаруживаются так называемые негидрогенные бенчи, особенно в жарком климате. Считается, что в таких условиях развитие абразионного профиля неактивно и свидетельствует о затухании прибрежных процессов в связи с выработкой равновесного профиля и прихода его в состояние стадии «старости» [23, 42, 65, 119].

Из этого правила, однако, имеются исключения, в частности бенчи, сложенные карбонатными скальными породами. В их разрушении ведущее место принадлежит процессам химического растворения, поэтому осадочного материала практически не образуется (как, например, у берегов Югославии [56]) или образуется настолько мало, что бенчи постоянно открыты и беспрепятственно растворяются.

Другим исключением из правила о динамической пассивности очень пологих бенчей являются участки береговой зоны в областях криолитозоны. Согласно натурным исследованиям Е. В. Ключева [34] и выводам Б. А. Попова, в этих районах заметно активное углубление бенчей. Вслед за отступанием клифов и абразией прибрежного дна мобилизуется много осадочного материала.

Как в приливных, так и в неприливных морях вне криолитозоны распространены очень пологие (менее 0,007) подводные склоны, сложенные малопрочными глинистыми породами. Развитие таких склонов более тесно связано с темпами отступления клифов: на основании наших натурных исследований на Азовском и Черном морях, данных Н. В. Есина и М. Т. Савина [20], К. Фолльбрехта и других можно считать, что такие бенчи углубляются, а следовательно, продуцируют осадочный материал лишь при условии отступления клифов (рис. 14 б, 16). Глинистые породы в клифах способствуют высоким скоростям абразии, но одновременно эти породы содержат очень мало (в среднем до 5—10 %) пляжеобразующих фракций (вторая разновидность материала), а потому разрушение таких пород не может обеспечить образование слоя наносов, достаточного для прекращения абразии.

Так, на восточном побережье Азовского моря удельная продуктивность бенчей, несмотря на их значительную ширину (в среднем несколько сотен метров), составляет от 2 до 23 м<sup>3</sup>/(м·год), а обычная продуктивность пляжеобразующих фракций — не более 2—3 м<sup>3</sup>/(м·год). И лишь в редких случаях она может достигать 20—25 м<sup>3</sup>/(м·год) (см. табл. 7).

В условиях высокой динамичности прибрежных вод, связанной с частыми сгонно-нагонными явлениями значительной амплитуды (до 3—4 м), это небольшое количество материала быстро сносится на участки устойчивого отложения, а бенчи по-прежнему остаются незащищенными.

По данным стационарных исследований, с удалением от уреза в сторону моря темпы углубления бенчей понижаются (рис. 16 а). Чем быстрее отступает клиф, тем интенсивнее углубляется бенч в точке, где перед этим находилось подножие клифа. В условиях широких и отмелых подводных склонов к берегу подходят волны высотой не более нескольких дециметров и потому абразия захватывает лишь приурезовую часть дна (рис. 16 б). Остальная часть бенча на подводном склоне такими небольшими волнами не углубляется. Вырабатывается своеобразная «волновая база».

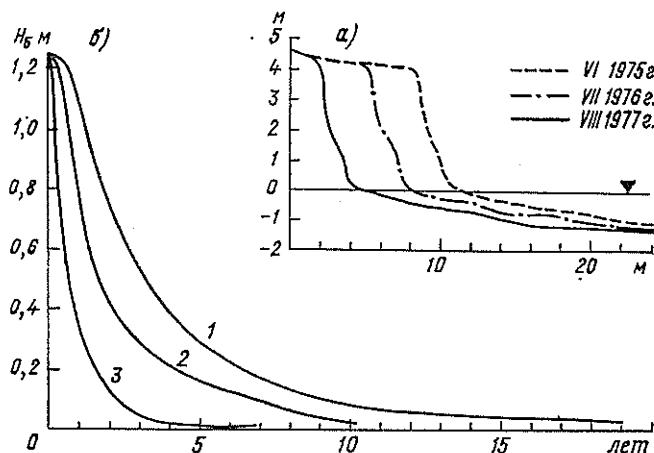


Рис. 16. Интенсивность углубления очень отмелого подводного склона по мере отступления клифов в восточной части Азовского моря.

а — отступление клифа и одновременное углубление приурезовой части бенча; б — кривые интенсивности углубления глинистых бенчей при разных скоростях абразии клифов: 1) 1 м/год; 2) 2 м/год; 3) 3 м/год.

подобно тому как это происходит на водохранилищах. Такой ход процесса описан гиперболической зависимостью средней толщины абрадируемого слоя  $H_6$  от времени (рис. 16 б). Она имеет следующий вид:

$$H_6 = Sa/(a + t^2), \quad (11)$$

где  $S$  — волновая база, в данном случае равна 1,25 м;  $t$  — время, годы;  $a = 14 - 4,5 \frac{dw_a}{dt}$ ,  $w_a$  — скорость отступления клифов, м/год.

Если учесть, что чаще всего глинистые клифы восточного Приазовья отступают со скоростью до 3 м/год, то, согласно выражению (11), можно рассчитать скорости углубления бенчей до волновой базы, т. е. продуктивности бенчей, а также учесть скорости абразии клифов  $w_a$ :

$$\text{при } w_a = 1 \text{ м/год } H_6 = 9,5/(7,5 + t^2), \quad (12)$$

$$\text{при } w_a = 2 \text{ м/год } H_6 = 5,0/(4,0 + t^2), \quad (13)$$

$$\text{при } w_a = 3 \text{ м/год } H_6 = 0,5/(0,4 + t^2). \quad (14)$$

Из приведенных выражений следует, что с увеличением  $\omega_a$  быстрее вырабатывается базис в глинистых бенчах на очень пологих подводных склонах. Оказалось, что глубины 1,0—1,5 м появляются в точке, где ранее был урез, через 5—7 лет при  $\omega_a = 3$  м/год, через 7—10 лет при  $\omega_a = 2$  м/год, через 18—20 лет при  $\omega_a = 1$  м/год. Соответственно скорости донной абразии в самой верхней приурезовой части подводного склона могут достигать 0,21; 0,15 и 0,07 м/год, хотя в отдельные штормовые годы они могут быть несколько больше. Следовательно, наиболее продуктивны среди очень пологих бенчей, сложенных глинистыми породами, те, перед которыми клифы отступают с наибольшими скоростями. Эта закономерность указывает на тесную взаимосвязь горизонтального и вертикального абразионного вреза и в условиях очень пологих подводных склонов (менее 0,007), как и при более крутых уклонах.

Полученные натурные и расчетные данные согласуются с выводами лабораторно-экспериментальных исследований Н. В. Есина и М. Т. Савина [20]. Их опыты в волновом лотке показали схожую графическую закономерность, что экспериментально подтвердило возможность развития волновой базы в условиях ослабленного волнового режима и очень отмелого глинистого подводного склона. Ранее Савин расчетным путем доказал повышенную активность углубления бенчей в приурезовой части дна и несущественные скорости углубления на остальном профиле широких и очень отмелых бенчей. Эти работы, наряду с исследованиями автора, позволяют заключить, что вертикальная составляющая абразионного вреза в описанных условиях ограничена во времени и проявляется на ограниченном отрезке поперечного абразионного профиля. Отсюда продуктивность бенчей на очень отмелых подводных склонах, сложенных глинистыми породами, существенно уступает продуктивности более крутых бенчей.

Конечно, на очень пологих склонах так ярко выраженный абразионный врез происходит лишь в районах залегания достаточно малопрочных пород, обычно 4—5 классов. На бенчах, сложенных осадочными сцементированными, кристаллизованными и изверженными кристаллическими породами заметной донной абразии не происходит в связи с ослаблением волнового режима в условиях очень пологих склонов.

Приведенный выше анализ развития бенчей разной крутизны, сложенных породами разной прочности, показал, что наибольшее количество осадочного материала дают крутые подводные склоны (уклоны более 0,03), сложенные наименее прочными породами. Примером могут служить бенчи напротив Самбийского полуострова и севернее м. Акменьрагс на Балтийском море, у западных берегов Крымского полуострова на Черном море, у восточного берега Сахалина на Охотском море. С увеличением прочности горных пород углубление бенчей замедляется. С другой стороны, уменьшение степени волнового влияния, вызванного понижением уклонов подводного склона и штормовой активности, приводит

к снижению вертикального абразионного вреза на бенчах. Таким образом, продуктивность подводных склонов понижается от участков, где наиболее крутые склоны сложены наименее прочными породами, к участкам, где наименее отменные склоны сложены наиболее прочными породами. Приливные явления во всех случаях увеличивают количество образующегося осадочного материала, а большие запасы наносов — понижают.

Развитие бенчей может быть чрезвычайно разнообразным даже под влиянием только одного гидродинамического режима как основного действующего фактора в береговой зоне. В этой связи появилось несколько точек зрения на происхождение бенчей. Еще в 30-х годах текущего столетия К. Уэнтворт обратил внимание на два основных процесса выработки бенчей Гавайских островов. Первый процесс характерен для подводных склонов, сложенных быстрорастворимыми карбонатными породами. Поэтому к первому типу были отнесены «хемогенные бенчи». Второй процесс ярко выражен в условиях действия высоких величин приливов. Попеременное увлажнение и осушение бенчей способствуют интенсивному выветриванию, а высокие скорости приливных течений приводят к быстрому удалению продуктов выветривания. Поэтому ко второму типу были отнесены «бенчи выветривания». И по настоящее время многие исследователи придерживаются этой классификации, например Е. Ходкин (E. Hodkin), Р. Паскофф и П. Санлевиль (R. Paskoff and P. Sanlaville) и некоторые другие, проводившие исследования в тропической и субтропической зонах.

Исследователи береговой зоны полярных морей считают, что наиболее активным фактором выработки подводных абразионных склонов являются процессы морозного выветривания, действующие на фоне трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня. Такой ход процесса считается основным при формировании стрэндфлета у берегов Скандинавского и Кольского полуостровов [22, 33, 93].

Основная часть исследователей в настоящее время считает главной волновую природу бенчей, причем сформировавшуюся под активным влиянием обломков горных пород как абразивного элемента [20, 23, 106, 149]. Эта точка зрения подтверждается многочисленными наблюдениями в различных физико-географических условиях.

### 3.6. Опыт динамической типизации бенчей

Однозначность ответов на вопросы о происхождении бенчей имеет смысл, по-видимому, при анализе небольших участков, которые характеризуются строго определенными природными условиями. Распространение частных выводов на береговую зону обширных регионов неправомерно. Критика подобных неоправданно широких обобщений содержится в работах [23, 42, 56] и др. П. А. Каплин [30] рекомендует учитывать семь основных условий формирования

бенчей, которые, с точки зрения автора, достаточно полно охватывают комплекс условий. Рекомендации и выводы, приведенные в указанных работах, позволили разработать динамическую типизацию бенчей, имеющую важное значение для понимания их роли как источника терригенного осадочного материала.

Вероятно, первая попытка такой типизации была предпринята еще Х. В. Альманом [93], который выделил несколько разновидностей процесса формирования бенчей на поверхности кристаллических пород. Отличие одной разновидности от остальных определяется неодинаковой прочностью пород, их разным сложением, разной степенью трещиноватости и выветрелости. Поэтому отдельные участки даже в пределах небольшого блока породы неоднородно реагируют на действие волн, колебания температуры воздуха и воды в приурезовой полосе. Альман различал две большие группы форм: выламывания и шлифовки. Формы выламывания увязывались с вертикальной трещиноватостью горизонтально залегающих слоев. Замерзание воды приводит к расширению трещин и далее к откалыванию плитчатых обломков, которые затем удаляются волнами и приливными течениями. Формы волновой шлифовки связываются в основном с массивной структурой пород, на поверхности которых шлифовка происходит равномерно. На поверхности слоистых пород в местах пониженной прочности вышлифовываются углубления, которые могут развиваться в желоба, «эвормионные котлы» или «ванны».

В дальнейшем эта типизация была развита Е. Льюнгнером (E. Ljungner) на примере юго-западного побережья Швеции и В. П. Зенковичем на примере мурманского побережья Кольского полуострова. Ими показано большое разнообразие форм выламывания и шлифовки на берегах, сложенных прочными кристаллическими и метаморфическими породами, например формы в виде «колонн» и «выпуклостей» (положительные), разных желобов, ванн, ям, корыт (отрицательные). В дальнейшем на широкое распространение таких форм в пределах фьордовых и сбросовых берегов указывали А. С. Ионин [29], П. А. Каплин [30], а на пологих, мало измененных морем подводных склонах — В. С. Медведев. Е. Льюнгнер подчеркивал, что шлифовка поверхностей бенчей песком практически не играет роли для очень прочных пород. Однако на глинистых бенчах береговой зоны Балтийского, Черного, Азовского морей абразивом служит в основном песчаный материал.

В. П. Зенкович [22] показал, что формы выламывания в меньшей степени, нежели формы шлифовки, связаны с действием волнового потока и течений и в большей — с процессами выветривания, особенно на приливных берегах. К такому же выводу позже пришли А. С. Ионин, Ю. С. Долотов и А. Тренхейл (A. Trenhale), которые указывали на широкое распространение форм выламывания на поверхностях приливных бенчей, сложенных слоистыми трещиноватыми породами. Е. Селвуд и К. Коэ (E. Selwood and K. Coe) проанализировали большой и разнообразный фактический



материал и показали, что важнейшим условием развития бенчей выламывания является слоистость трещиноватых пород.

По наблюдениям большинства исследователей, развитие форм выламывания приводит к существенному пополнению береговой зоны обломочным материалом, который в свою очередь обеспечивает развитие форм шлифовки. В. П. Зенкович [22] подчеркивает, что процессы выламывания наблюдаются на бенчах любой крутизны. В то же время одним из необходимых условий процессов шлифовки является наличие горизонтальных или близких им поверхностей, чтобы наносы задерживались на абрадируемой поверхности. Эти особенности абразивных процессов позволяют оценить продуктивность бенчей обломочным материалом. Процессы истирания и шлифовки приводят к поступлению в береговую зону преимущественно тонкозернистого материала, который во взволнованной толще прибрежных вод переходит во взвесь и удаляется течениями в открытое море. Процессы дробления и выламывания способствуют сносу главным образом грубообломочного материала, который является основным абразивным элементом и входит в состав прибрежно-морских наносов.

Материалы исследований указывают на многоликость донной абразии. Не только у подножия клифов, но и на бенчах гидрогенные факторы вызывают развитие процессов истирания, высверливания, выламывания и т. д. при участии хемотренных, биогенных, криогенных явлений. Рассмотрим соответствующие типы бенчей (табл. 14).

Бенчи истирания развиты при горизонтальной или слабо наклоненной поверхности прибрежного дна, монотонно опускающейся в сторону моря, незначительно расчлененной. Необходимо постепенное расходование волновой энергии и относительно однородное поле течений, достаточных для активного перемещения наносов. Важное значение имеют высокие скорости выветривания,

Таблица 14

**Динамическая типизация бенчей в береговой зоне морей**

№ п/п	Тип бенчей	Группа типов бенчей
1	Истирания	Гидрогенные
2	Высверливания	
3	Выламывания	
4	Эрозионные	
5	Селективно-абразивные	
6	Растворения	Хемотренные
7	Фитогенные	Биогенные
8	Зоогенные	
9	Ледового выпадения	Криогенные
10	Термоабразивные	
11	Первичного расчленения	Тектогенные

которые в условиях приливных колебаний уровня благоприятствуют выработке горизонтальных поверхностей.

Этот тип бенчей в наибольшей мере распространен на участках залегания средних по степени сопротивляемости абразии пород. Такие породы допускают заметное истирание и не столь быстро абрадируются, чтобы подводный склон стал крутым. Ширина бенчей составляет несколько сотен метров. Удельная продуктивность относительно высока — до нескольких десятков кубических метров в год.

Бенчи истирания в породах 2 класса могут быть еще шире, как, например, у восточных берегов Балтийского моря (в районе Павилосты), у северо-западных берегов Черного моря в районе м. Бурнас, у восточных берегов Великобритании. При активном гидродинамическом режиме средняя скорость их углубления достигает нескольких сантиметров в год, а продуктивность может составлять  $50 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$  осадочного материала и более.

Ведущим процессом является плоскостная абразия, способствующая в целом равномерному понижению поверхности бенчей этого типа. У берега скорости больше, чем по направлению в открытое море, соответственно распределению над поперечным профилем скоростей прибрежных течений и волновых давлений [1, 45, 77]. По этой же причине на пологих положительных формах и на крутых отрезках профиля скорости могут быть выше на 30—40 %. Бенчи истирания развиваются чаще всего у выровненных или зубчатых абразионных берегов и в вогнутых береговых дугах.

Наиболее ярко бенчи истирания должны быть выражены при пологих подводных склонах (уклон 0,018—0,007), реже — при очень пологих (менее 0,007) и умеренно крутых (0,03—0,018), где абразивный материал способен удерживаться на поверхности прибрежного дна. В береговой зоне приливных морей многочисленные следы процессов истирания отмечены на ступенчатых профилях подводного склона.

На участках, сложенных скальными трещиноватыми породами с пологим падением слоев в сторону моря, часто по линиям продольных трещин создаются углубления — желоба. Особенно часто они обнаруживаются на поверхности приливных ступенчатых бенчей, сложенных карбонатными породами 3—4 классов. Как правило, на таких бенчах залегает мало наносов; по составу наносы грубозернистые и поступают в основном из клифов. Реверсивно двигаясь по углублениям, наносы расширяют желобки и канавки. В результате происходит вертикальное расчленение прослоев пород на отдельные плитчатые обломки, которые пополняют береговую зону материалом, а поверхность бенчей понижается. Эта разновидность имеет много общего с бенчами выламывания.

Бенчи высверливания распространены на подводном склоне, сложенном породами практически любой прочности, но в наибольшей степени 2—4 класса. Главным условием развития процессов высверливания считается [6, 20, 43, 93, 120] локальная, «пятнистая», неоднородность породы, в особенности при ее мас-

сивном строении. Тогда образуются площадки повышенного истирания, в дальнейшем превращающиеся в настолько заметные углубления, что попавшие в них обломки горных пород остаются там на долгое время. Под влиянием вихревых движений воды обломки испытывают вращательные движения и создают отрицательные формы разного диаметра и разной глубины.

Наиболее часто эвормионное углубление происходит на пологих бенчах (крутизна 0,018 и менее). Согласно подводным исследованиям Одесского университета с использованием легководолазных аппаратов, у известняковых берегов Крымского полуострова на поверхностях крутизной 0,010 в пределах площадок  $10 \times 10$  м при глубинах 0,5—1,0 м насчитывается около 20 воронок высверливания. В то же время на площадках той же площади, но расположенных на участках профиля крутизной 0,06 встречаются единичные формы высверливания. Основная часть форм высверливания была зафиксирована на глубинах до 3—4 м. Очевидно, действие достаточно сильных вихревых токов воды на больших глубинах происходит редко. Вероятно, на океанических берегах нижний предел глубин, до которых распространяются процессы высверливания, составляет большую величину, однако соответствующих подтверждений не встречалось в литературе. Помимо волнового режима, важными условиями развития процессов высверливания являются: небольшие запасы наносов на дне, преобладание грубообломочных наносов, высокие скорости течений.

Лунки, котлы и ванны высверливания представляют собой последовательные этапы развития от малых размеров форм до больших. Процесс высверливания сопровождается мобилизацией тонкозернистых частиц породы, обычно песчано-пелитового состава. В глубоких формах (до 20—30 см от поверхности дна) их нижние части расширяются до тех пор, пока соседние котлы высверливания не соединятся между собой [22, 23]. При этом верхняя часть рассверленного слоя обламывается и дно понижается — образуется грубообломочный материал.

Автором не обнаружено в литературе данных о скоростях углубления бенчей высверливания. Однако, по исследованиям В. П. Зенковича [23] на берегах Гераклеяского и Тарханкутского полуостровов, о. Хайнань и на вьетнамских берегах, можно приблизительно оценить темп углубления таких бенчей — несколько миллиметров в год, т. е. того же порядка, что и темп шлифовки [20, 65].

Бенчи высверливания развиты главным образом на подводном склоне, сложенном осадочными кристаллизованными и сцементированными породами, реже глинистыми. Большинство литературных источников освещают процессы высверливания именно на скальном дне. Более интенсивно они развиваются при залегании глинистых и суглинистых пород. На таких подводных склонах, обычно умеренно отмелых, встречаются блюдца высверливания глубиной до 25—40 см, в диаметре 1,5—3,0 м, как, например, около восточных берегов Азовского моря. Понижение дна при этом составляет до 2—3 см/год. Высверливающими элементами

могут быть обломки известняка, песчаника или крупные карбонатные стяжения, вымываемые из глин. Д. Хаукес (D. Hawkes) описывает процессы высверливания в современных слоистых глинистых отложениях у побережья Гвианы. В этом районе крупные обломки глин благодаря вихревым токам воды в приливной зоне формируют котлы высверливания и одновременно окатываются сами. Лишь уменьшившись в размерах, окатанные обломки продвигаются вдоль берега. Формирование котлов происходит лишь в периоды слабых волнений. Во время сильных штормов, которые благоприятствуют процессам высверливания на скальных бенчах, на глинистом побережье Гвианы обломки глин сразу же разрушаются или удаляются волнами. Отсюда можно сделать вывод, что бенчи высверливания дают наибольшее количество осадочного материала при слабых волнениях, если они сложены малопрочными осадочными породами, и при сильных волнениях, если они сложены скальными породами. Очень сильные штормы, вероятно, не благоприятствуют процессам высверливания, поскольку высокие волны вымывают обломки из лунок и котлов. По-видимому, сильные штормы выламывают перегородки между котлами и обогащают подводный склон грубообломочным материалом.

В целом продуктивность бенчей высверливания невелика и зависит в основном от ширины бенчей данного типа. В ряде случаев глинистые бенчи высверливания достигают ширины несколько сотен метров и даже более тысячи, как, например, в береговой зоне Азовского моря, у берегов Эстонского архипелага на Балтийском море или у побережья Гвианы. Судя по скоростям углубления и по ширине бенчей, здесь может вырабатываться до  $20\text{--}30 \text{ м}^3/(\text{м} \times \text{год})$  осадочного материала, но чаще всего до  $10 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ .

Бенчи выламывания распространены на дне, сложенном выветрелыми, сильно трещиноватыми породами. Породы могут быть скальными, как, например, на эстонском побережье Балтийского моря [59], на мурманском побережье Баренцева моря [23], на западных берегах Сахалина [29], и глинистыми, как, например, на побережье Черного моря, в заливе Кардиган или на побережье Гвианы, с ярко выраженной слоистостью, когда малопрочные несцементированные слои чередуются с более прочными. Процессу выламывания обломков породы благоприятствует высокое волновое давление (в условиях приглубных подводных склонов), быстрое удаление обломочного материала, неровная поверхность дна, а в условиях приливных осушек в полярных и субполярных широтах — еще и частая смена положительных и отрицательных значений температуры.

Очень часто в делювиальных, озерных, дельтовых рыхлых отложениях, слагающих бенчи, плотные глинистые прослои чередуются с тонкими рыхлыми слоями песков, супесей, илов. Выламывание более прочных глинистых разностей возможно при вымывании менее прочных рыхлых. Разрушение кровли таких отложений может быть связано с процессами истирания, например, ракушей по поверхности бенчей или высверливания. В дальнейшем

отрыву обломков благоприятствует компрессионный эффект при разрушении волн или ударе частиц наносов, подхватываемых волнами и течениями во время штормов.

На скальном дне выламывание происходит по линиям трещин практически только под ударами отдельных обломков. Часто трещины расширяются и углубляются процессами истирания. В отличие от бенчей истирания, понижение дна на бенчах выламывания является скачкообразным. Сначала идет длительная подготовка к отрыву очередного обломка при неизменной поверхности дна, затем обломок отрывается во время очередного шторма и бенч углубляется.

Наибольшее количество обломочного материала дают те участки подводного склона, которые характеризуются большой крутизной, т. е. в их пределах могут развиваться высокие скорости волновых давлений. На подводных склонах малой крутизны условия для выламывания неблагоприятны, исключая, по-видимому, лишь бенчи, сложенные рыхлыми и слабосцементированными породами.

На некоторых участках бенчей данного типа убыстрению процессов выламывания способствуют водоросли, например филлофора. Во время штормов прикрепленные ризоидами к трещиноватому дну веточки водорослей играют роль своеобразного «паруса», который подхваченный течением или волной увеличивает отрывающие усилия в несколько раз. Такой процесс характерен для эстонского побережья Балтийского моря [59], юго-западного побережья Охотского моря [9], западного побережья Крыма на Черном море.

Вероятно, бенчи выламывания развиваются в тех случаях, когда процесс истирания происходит значительно медленнее процесса выламывания, а условия для процесса высверливания неблагоприятны. Поэтому бенчи выламывания поставляют преимущественно грубообломочный материал, и его образуется тем больше, чем круче бенчи. Количество тонкозернистого взвешенного материала минимально.

Бенчи размыва (эрозионные) наблюдались автором только на очень отмелом (уклоны менее 0,007) подводном склоне, сложенном глинистыми породами (лессами, аллювиальными суглинками, ленточными лимногляциальными глинами и др.). Ширина таких бенчей может достигать 1—3 км, как, например, у восточных берегов Азовского моря, в вершине Каркинитского залива Черного моря, у берегов Эстонии на Балтийском море, у восточных берегов Белого моря. Гашение волн открытого моря происходит далеко от берега, а потому абразии способствуют сильные сгонно-нагонные или приливные течения. Под влиянием течений вырабатываются ложбины стока приливных и сгонно-нагонных вод; глубина ложбин обычно составляет 20—50 см, ширина — несколько десятков метров. Изменения скорости, продолжительности действия и направления течений от шторма к шторму, волновое воздействие приводят к размыву междuloжбинных возвышений. В итоге понижается поверхность дна.

На неприливных морях скорости абразии эрозионных бенчей минимальны: по данным исследований на Черном и Азовском морях — доли миллиметра в год. Несколько активнее течения действуют в условиях частых и высоких нагонов, в частности около п-ова Жьен на южном побережье Франции. Здесь эрозионные каналы шириной до 100—300 м распространяются до глубин 10—20 м [96]. При большой ширине таких бенчей и активном абразиионном врезе в приурезовой части подводного склона [8, 20] осадочного материала здесь вырабатывается до  $10 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ , т. е. в среднем 18—20 % средней продуктивности клифов в перечисленных районах Азовского, Черного и Средиземного морей.

На приливных морях эрозионные бенчи углубляются намного интенсивнее. Быстрые изменения глинистых и суглинистых подводных склонов отмечают В. С. Медведев [48] для подводного склона Белого моря, Э. Берд [96] для вершины Гудзонова залива, А. С. Ионин и др. [29] для мелководных заливов Берингова моря, В. П. Зенкович и др. [25] для подводного склона Охотского моря к северу от м. Хайрюзова на западном побережье Камчатки, Дж. Людвич (J. Ludwich) для Чесапикского залива и др. Однако никто из них не приводит сведений о количественных измерениях донной абразии. Лишь принимая во внимание качественные и количественные приближенные оценки, в частности, К. Коттона (K. Cotton) и К. Кинг (C. King), можно считать темпы углубления эрозионных глинистых бенчей равными нескольким (до 2—5) см/год и соответственно их наибольшую продуктивность более высокой, чем бенчей на приливных морях, — до  $50\text{--}60 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ .

Селективно-абразиионные бенчи. Хотя селективная абразия проявляется и на других типах бенчей, в данном случае она приводит к качественно новому характеру развития прибрежного дна и выражена наиболее четко. Это связано с резко различной прочностью глинисто-песчаных отложений и включенных в них крупных обломков скальных пород (кристаллических изверженных и осадочных метаморфических). Этот тип бенчей развивается на подводном склоне, сложенном моренными, деллювиальными и горно-аллювиальными отложениями, в составе которых значительное содержание крупнообломочного материала. Подводный склон может быть разной крутизны: от малой, как, скажем, в Рижском заливе Балтийского моря (крутизна около 0,002) до значительной, как, например, около берегов Самбийского полуострова на том же море.

Чрезвычайно распространены селективно-абразиионные бенчи на подводном склоне Белого [48, 49], Берингова и Охотского морей [29]. Здесь значительную роль в развитии бенчей играют приливные течения. По [25], ширина таких бенчей в дальневосточных морях обычно составляет до 700—800 м, в некоторых случаях даже до 1500—1600 м и более, а вокруг Курильских островов — до 2—3 км. Обломки скальных пород часто представлены не очень прочными туфопесчаниками, известняками, мергелями. В условиях интенсивного воздействия больших волн и высоких скоростей при-

ливных течений поверхность бенчей интенсивно абрадируется. Следы быстрой абразии подводного склона повсеместны в береговой зоне дальневосточных морей, например между заливом Креста и Анадырским лиманом, между мысами Наварин и Хатырка, в заливе Корфа (Берингово море), у северо-западных берегов и в Шантарском районе Охотского моря и в других местах. По-видимому, скорости углубления селективно-абразионных бенчей в указанных районах не меньше, чем бенчей истирания, сложенных осадочными кристаллизованными породами, т. е. до нескольких (2—5) сантиметров в год. Ширина и скорости углубления определяют выработку осадочного материала.

Селективная абразия приводит к более высоким скоростям разрушения бенчей данного типа на участках залегания малопрочных отложений. Поэтому вместе с их размывом происходит выступание над поверхностью дна крупных скальных обломков. В таком виде развитие бенчей может стабилизироваться, и в дальнейшем его углубление определяется скоростью истирания поверхности скальных обломков. Подобный ход развития характерен для тех участков подводного склона, на которых залегают, например, моренные суглинки с включениями глыб изверженных или осадочных пород. Вместе с тем селективно-абразионные бенчи развиваются и на подводном склоне, сложенном породами сходного происхождения, но с резко выраженной разной прочностью на отдельных участках, как, например, на поверхности пепловых или туфовых пород, которые содержат включения более прочных пород. Такие бенчи широко развиты на подводном склоне вокруг Курильских [29, 61], Гавайских, Новозеландских островов [25], о-ов Сэртсей [124] и Сан-Бенедикто [128].

Перечисленные пять типов бенчей развиваются с активным участием волн и сопутствующих движений прибрежных вод. Поэтому их можно отнести к группе гидрогенных. Вместе с тем существуют и другие бенчи, формирование которых зависит от неволновых факторов, хотя волны и участвуют в их развитии. Основными причинами ведущей роли неволновых факторов являются: во-первых, высокая прочность горных пород и, во-вторых, малая крутизна подводного склона, которые замедляют волновые процессы настолько, что становится заметным действие неволновых факторов.

Бенчи растворения формируются в условиях пониженного волнового влияния в связи с очень отмытыми подводными склонами, достаточно высокой прочностью растворимых горных пород или замкнутостью акватории, на дне которой расположены бенчи этого типа. Соответственно проявляется заметное влияние хемогенного фактора обычно на поверхности карбонатных (известняки, мергели, доломиты и др.) и некоторых иных пород.

Важнейшим условием формирования бенчей растворения является существование гидрохимического градиента в придонном слое воды [65]. Он обусловлен: соленостью и температурой прибрежных вод, насыщением их углекислотой, химическим составом

породы и ее растворимостью, скоростью течений и др. Результатом химических процессов является формирование лунок разъедания, котлов выщелачивания, карров различной формы, форм «ситового выветривания», останцев выщелачивания и др. [42, 43]. Их развитие приводит к понижению поверхности бенчей.

Скорость углубления обычно составляет 0,5—5,0 мм/год [65], хотя во многих случаях можно заметить существенные отклонения как в сторону возрастания, так и в сторону убывания. Темпы растворения в приурезовой части бенчей, выработанных в коралловых известняках на островах архипелага Бисмарка, составляют до 15 мм/год, а многие бенчи из массивных известняков на Адриатических берегах Албании практически не углубляются. Скорости химической эрозии известняков около м. Перон в Западной Австралии за период 1953—1962 гг. составили 0,2—1,0 мм/год. Известняковые бенчи растворения Больших Багамских островов углубляются в среднем на 0,5—1,0 мм/год, в районе м. Ру (Эстерель) во Франции — около 1,8 мм/год, около берегов Югославии — до 2—3 мм/год, у берегов Тарханкутского полуострова — примерно 1—4 мм/год. Эти скорости более высоки, чем наблюдаются на суше. Так, долговременные стационарные исследования в карстовых районах Моравии (ЧССР) показали, что слой выщелачивания колеблется от 0,24 до 0,86 мм/год на 1 км<sup>2</sup> площади: на порядок меньше, чем в условиях береговой зоны. Такие расхождения объясняются большей химической активностью прибрежных вод, постоянным поддержанием течениями гидрохимического градиента, частыми и значительными колебаниями рН, а в тропических морях — высокой температурой вод.

Небезынтересно деление карбонатных пород по степени их химического выщелачивания. Если принять растворимость сильно кристаллизованных известняков за единицу, то растворимость известняковых доломитов равна 3,6, кристаллизованных известняков с некарбонатными прослоями — 4,3, кристаллизованных известняков — 5,0, осадочных малопрочных известняков — 7,3, т. е. с увеличением карбонатного вещества степень химического выщелачивания повышается, что объясняет значительные скорости растворения горных пород на подводном склоне. Вместе с тем в процессе растворения на бенчах или в клифах не продуцируется осадочное вещество.

Фитогенные бенчи — относительно редкая разновидность. Развиваются под влиянием растворяющего действия корневой системы водорослей. Встречаются на защищенных от волн и очень отмелых участках береговой зоны, как, например, около м. Калиакра, в Варненском и Каркинитском заливе Черного моря, около алжирских, марокканских и корсиканских берегов Средиземного моря. Описаны К. Пойзатом (К. Poizat), который отмечал распространение этого типа бенчей в заливе Габес, где подводный склон сложен калькаренитами и эолианитами с карбонатным цементом. На подводном склоне атолла Альдабра в Индийском океане фитогенные бенчи составляют около 50 % площади. В та-



кой же степени они распространены вокруг Шантарских островов (по наблюдениям Н. М. Губкина); некоторые участки скального бенча насыщены отверстиями, в которых сохранились остатки корневой системы растворяющих водорослей. Однако ни один исследователь не приводит количественных данных о скоростях углубления бенчей этого типа.

Как и бенчи растворения, фитогенные не продуцируют обломочный материал. Поэтому они часто лишены наносов и доступ растений к их поверхности сохраняется постоянно. Этим обеспечивается их непрерывное углубление.

Зоогенные бенчи распространены в береговой зоне. Чаше всего встречаются на поверхности пород карбонатного состава. Главную роль в их развитии играет деятельность камнеточцев, причем одна группа этих организмов производит механическое сверление (например, фолადы), а другая — химически влияет на поверхность пород (например, клионе, барнеа, хитон).

Скорости углубления зоогенных бенчей на порядок выше скоростей химического растворения. Так, на южных и юго-восточных берегах Англии сверлящие моллюски из семейства фолад углубляют поверхность широких (до 500—800 м) бенчей, сложенных мергелистыми известняками, на 12,5—15,0 мм/год, на сложенных плотными лондонскими глинами эоцена — на 9,0—11,5 мм/год. Вдоль юго-восточных берегов о. Бали (Зондский архипелаг) бенчи шириной около 600—700 м, сложенные рифовыми известняками, углубляются сверлящими моллюсками до 5,5 см в год.

Сверлящий моллюск *Penitella penita* распространен на тихоокеанском побережье США; он существенно увеличивает скорости донной абразии. Там, где нет этих моллюсков, скорости абразии составляют 0,5 мм/год, а в местах, где горные породы на дне источены их ходами, 12 мм/год, т. е. в 20—25 раз больше.

На подводном склоне Черного моря до глубин 7—9 м моллюски барнеа разрушают поверхность мергелистых глин на бенчах кавказского побережья со скоростью 30—60 мм/год. В тропической зоне океана бенчи на рифовых известняках вокруг атоллов стачиваются сверлящими моллюсками хитон на 17—38 мм/год.

В отличие от фитогенных, на зоогенных бенчах, сложенных осадочными и изверженными сцементированными породами, образуется обломочный материал. Поверхность бенчей, будучи изъеденной ходами камнеточцев, быстро теряет прочность, и при волнениях отламываются угловатые, неправильной формы обломки. Продуктивность зоогенных бенчей довольно велика: с учетом лишь обломочного материала обычно 0,01—0,06 м<sup>3</sup>/(м<sup>2</sup>·год), в среднем 0,03 м<sup>3</sup>/(м<sup>2</sup>·год). Приняв ширину бенчей равной 40—500 м, продуктивность в расчете на 1 м пог. длины берега может составить до 50—60 м<sup>3</sup>/год, в среднем — 10—15 м<sup>3</sup>/год. Эти величины сопоставимы с продуктивностью интенсивно развивающихся гидrogenных бенчей.

Фитогенные и зоогенные бенчи объединяются в группу биогенных. Их отличие от гидrogenных состоит в ведущем значении био-

генных факторов, что находит отражение в распространении биогенных форм рельефа.

Бенчи ледового выпахивания также относятся к неволновым; развиты в полярных и северной части умеренных широт. Выработаны в основном на участках ослабленного волнового режима, где механическое воздействие льда особенно хорошо заметно, преимущественно в песчаных и глинистых породах деллювиального, аллювиального, озерного и ледникового происхождения [112, 129].

В северных морях выделяются два типа плавучих льдин, которые могут выпахивать поверхность подводного склона: отдельные ледяные острова и гряды торосов. Следы выпахивания чаще всего встречаются на глубинах более 6—10 м, т. е. глубже зоны активного волнового воздействия [34]. Глубина выпахивания ложбин снижается по мере увеличения прочности донных осадков. Так, в гравийно-валунных осадках глубина ложбин обычно не превышает 0,6—1,0 м, а в илисто-песчаных — 2—3 м. Ширина ложбин варьирует в широких пределах: от нескольких до 30 м. На небольших глубинах ложбины более узкие и более крутосклонные, на внешней части береговой зоны — более широкие и пологосклонные. Часто ложбины заканчиваются мореноподобными насыпями.

Ложбины и поверхности выпахивания и насыпи тяготеют к глубинам от 5 до 25 м [122]. При очень отмелом подводном склоне, защищенном от штормовых волн островами, они могут наблюдаться вплоть до глубин прибойной зоны [59]. Скорости углубления бенчей данного типа не измерялись, и, по-видимому, реального углубления они не испытывают: вполне вероятно, что наносы лишь перемещаются льдом с одного места на другое. Можно считать, что лед лишь рыхлит донные отложения, что облегчает абрадирующее действие волн. Поэтому на бенчах образуется осадочный материал того же гранулометрического состава, каким характеризуются рыхлые донные осадки.

Термоабразионные бенчи более распространены в береговой зоне полярных широт, чем бенчи ледового выпахивания. Они расположены в районах залегания многолетнемерзлых пород с включениями льда. Их развитие активизируется лишь в период «гидрологического лета», когда средние суточные температуры прибрежных вод становятся положительными, и связано с оттаиванием поверхности дна [129].

Бенчи этого типа очень мелководны (уклоны подводного склона обычно 0,001—0,002), шириной до 12—15 км. В их пределах очень активны прибрежно-морские течения. Волны играют вспомогательную роль [34]. Термическое влияние вод вызывает прогревание поверхности дна, сложенного многолетнемерзлыми породами, и в результате высвобождаются твердые минеральные частицы осадка. Эти частицы подхватываются течениями и разносятся по поверхности дна — основная их масса уходит за пределы термоабразионного подводного склона.

Механизм развития термоабразионных бенчей вскрыт в работах Ф. Э. Арэ [10] и Б. А. Попова. Несмотря на разные методы исследования, они пришли к сходным выводам. Постепенное увеличение температуры воды в начале теплого сезона приводит к переработке верхней части подводного склона. Со временем дальнейшее потепление воды захватывает в сферу оттаивания подводный склон на все больших глубинах, но одновременно продолжается углубление подводного склона в его самой верхней части. Следовательно, тепловое влияние продолжительней в приурезовой части бенча. За счет этого вырабатываются ровные поверхности подводного склона большой ширины. В этих условиях дно покрывается слоем песчано-илистых осадков, которые являются защитой против дальнейшего оттаивания, а внешняя часть подводного склона продолжает испытывать прежнее тепловое воздействие. Таким образом, как и при формировании бенчей вне криолитозоны, поперечный профиль термоабразионных бенчей развивается скачкообразно — соответственно основная часть осадочного материала сносится поочередно с верхней и нижней частей подводного склона.

Продуктивность термоабразионных бенчей очень высокая: они дают 250—300 м<sup>3</sup>/(м·год) осадочного материала.

Бенчи первичного расчленения распространены в местах, где подводный склон сложен очень прочными горными породами 1 класса. Бенчами их можно назвать условно, поскольку из-за прочности слагающих пород они практически не углубляются волнами, не испытывают абразивного эффекта движущихся наносов, не подвержены изменениям хемогенными, биогенными и криогенными факторами, сохраняют форму поверхности практически такой же, какой она была до вовлечения в волновую переработку. Данный тип бенчей известен в береговой зоне Белого моря, Гудзонова, Аляскинского и Баффинова заливов, на побережье Шотландии, Шетландских, Оркнейских и Фарерских островов, п-ова Таймыр и др.

Итак, выделенные 11 типов бенчей отличаются условиями и направленностью процессов развития. Соответственно меняется их продуктивность и состав осадочного материала. Это дает возможность представить абразию бенчей как один из приходных элементов баланса осадочного материала в береговой зоне.

### 3.7. Расчет скорости подводной абразии

Как видно из предыдущих разделов, данных о скорости подводной абразии имеется гораздо меньше, чем о скорости абразии клифов. Это затрудняет определение количества осадочного материала, сносимого с бенчей, понижает достоверность принятых объемов удельного сноса, а следовательно, создает неблагоприятные условия для оценки очень важного приходного элемента баланса наносов.

Несмотря на многообразие процессов развития бенчей в различных физико-географических условиях, все они направлены на углубление подводного склона, на развитие абразионного процесса, в результате которого образуется различное количество осадочного материала.

Принципиально важной чертой абразионного развития бенчей согласно твердо установленной закономерности [20, 23, 43, 119], является тесное взаимодействие клифов и бенчей, проиллюстрированное выше на ряде примеров. Наиболее интенсивное углубле-

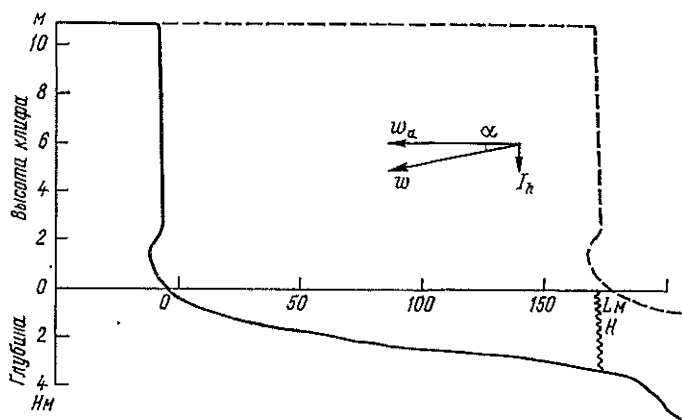


Рис. 17. Схема абразионного вреза на морских берегах.

$H$  — углубление бенчей со скоростью  $I_h$  при отступании клифов со скоростью  $w_a$ ;  $L$  — горизонтальное заложение профиля склона;  $w$  — вектор абразионного вреза. Пунктиром обозначено исходное положение клифа.

ние прибрежного дна происходит при быстром отступании клифов (рис. 17).

Одновременное отступление клифов и увеличение глубин над бенчами в наиболее общем случае предлагается определять как абразионный врез. Направленность его необратима. В отличие от деформаций рельефа, сложенного наносами, он развивается поступательно и характеризует изменение абразионного профиля в береговой зоне. Величину абразионного вреза  $W$  можно представить как

$$W = w_a \cos \alpha. \quad (15)$$

Очевидно, что соотношение скорости отступления клифов  $w_a$  и скорости абразии бенчей  $I_h$  меняет угол  $\alpha$  под влиянием тех факторов, которые определяют  $w_a$  и  $I_h$ , а следовательно, становится различной глубина абразионного вреза. Обратим внимание на то, что последующие рассуждения справедливы для условий неизменного положения уровня моря за расчетный период.

Зависимость  $I_h$  от  $w_a$  позволяет допустить что время  $t_k$ , за которое клиф отступил от исходного положения на расстояние  $L$ , равно времени углубления бенча  $t_b$  в исходной точке на глубину

$H$  (рис. 17). Значит, время, необходимое для отступления клифа  $t_k$  со скоростью  $w_a$  на расстояние  $L$ , вычисляется по выражению

$$t_k = L/w_a. \quad (16)$$

Это выражение может использоваться для вычисления времени (в годах) формирования прибрежной абразионной террасы. Так, автором было проанализировано несколько сотен поперечных про-

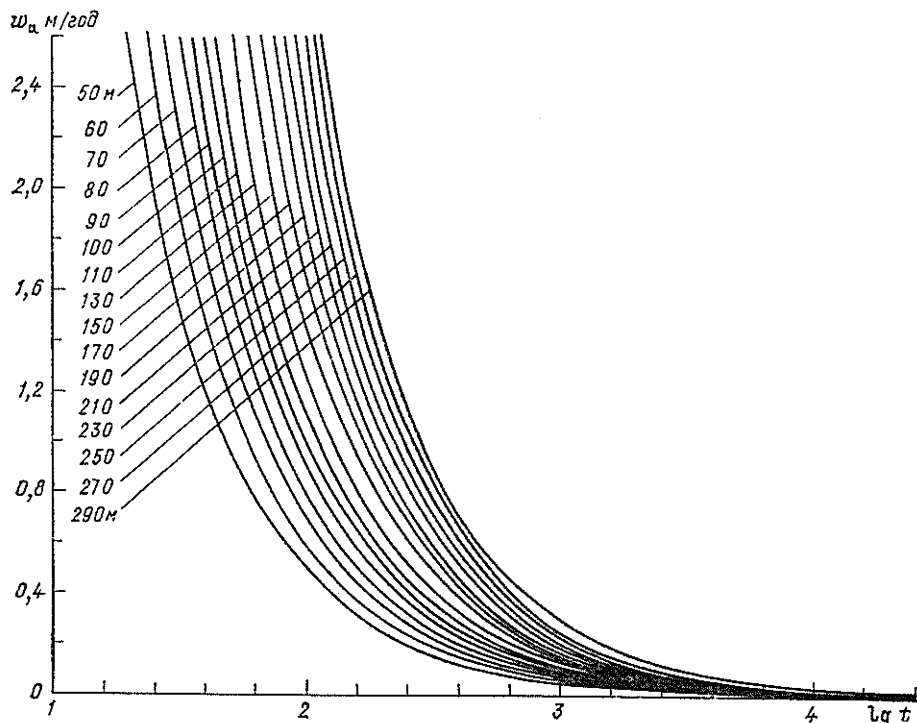


Рис. 18. Номограмма для определения времени (годы)  $\lg t$  формирования прибрежных террас при различной исходной ширине и разных скоростях абразии клифов  $w_a$  для участков береговой зоны, сложенных породами 2—4 класса.

филей подводного склона, сложенных горными породами 2—4 классов, Черного, Балтийского, Баренцева и Охотского морей, напротив которых располагаются клифы того же геологического строения с известной скоростью отступления. Получился ряд, из которого выбирались поперечные профили сходных уклонов, но с различными скоростями отступления клифов. Предполагалось, что ширина прибрежной абразионной террасы может быть различной — от 50 до 300 м. В результате по выражению (16) построена совокупность кривых (рис. 18), на которой показана основная закономерность изменения времени действия абразионного вреза в породы 2—4 класса в зависимости от скоростей береговой абразии. Эта закономерность, помимо использования в исследовании

абразионных процессов, может служить также для проверки возраста современных абразионных террас, установленного другими методами.

За период  $t_b$  прибрежное дно в исходной точке углубляется на глубину  $H$  со скоростью донной абразии  $I_h$ , откуда

$$t_b = H/I_h. \quad (17)$$

Поскольку взаимозависимость развития клифов и бенчей и процесс абразионного вреза обуславливают равенство  $t_k = t_b$ , то из формул (16) и (17) следует

$$L/\omega_a = H/I_h. \quad (18)$$

Из (18) неизвестная скорость донной абразии  $I_h$  равна

$$I_h = \omega_a H/L. \quad (19)$$

Поскольку отношение  $H/L$  есть не что иное, как уклон подводного склона  $i$  до глубины  $n$ , то

$$I_h = \omega_a i_n. \quad (20)$$

Используя это выражение, можно рассчитать скорость донной абразии в любой точке подводного склона по известной скорости отступления клифов и уклонам подводного склона. Для упрощения определений  $I_h$  можно пользоваться номограммами. В качестве примера приведена номограмма, построенная по тем же данным, что и рис. 18, для горных пород 2—4 класса. Она позволяет (рис. 19) определить скорости абразии бенчей в точках с разной глубиной в зависимости от времени углубления подводного склона ( $\lg t$ ). Конечно, и в таких случаях принимается допущение об относительно равномерной скорости отступления клифов.

Во многих случаях глубины действия современной абразии хорошо выявляются по морфологическим, литологическим и биогенным признакам. Можно достаточно надежно узнать внешнюю границу действия донной абразии, ширину подводного склона в сфере влияния современных процессов его углубления. Расчет по предложенной формуле (20) ведется именно в интервале этих глубин,— условие, соблюдение которого обязательно.

Как отмечено выше, изложенные рассуждения и вывод формулы (20) надо относить к случаям со стабильным положением уровня моря в течение периода абразионного вреза. В действительности часто глубина  $H$ , снимаемая для вычислений с поперечного профиля, есть функция не только процесса абразии, но и относительных колебаний уровня. Их влияние особенно заметно в условиях залегания прочных горных пород 1—2 класса. Чаще всего учет относительных колебаний уровня необходим при абразии очень прочных пород и умеренных колебаний, а также при абразии сравнительно податливых пород и повышенных скоростей колебаний уровня, например в областях современной изостазии.

Годовое приращение вертикальных поднятий и опусканий уровня за время  $t$  обозначим  $\Delta K_y$ . Если происходит относительное

поднятия уровня, то  $\Delta K_y$  берется со знаком минус (—), при опускании уровня моря — с плюсом (+). Отсюда — окончательное расчетное выражение имеет вид

$$I_h = (w_a i_n) \pm \Delta K_y. \quad (21)$$

Точность вычисления конечного результата по выражению (21) определяется точностью измерения скорости абразии клифов,

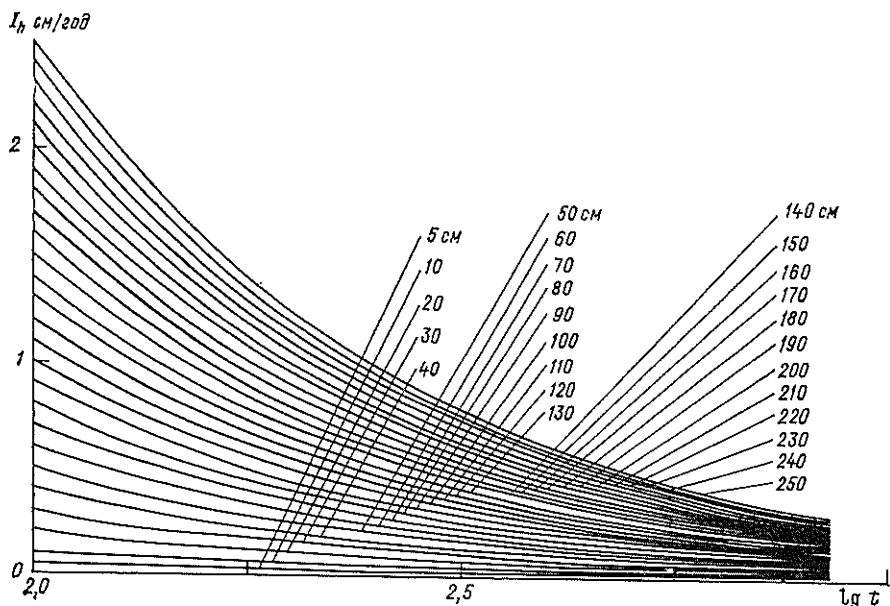


Рис. 19. Номограмма для определения скоростей углубления бенчей  $I_h$  по рассчитанному по рис. 18 времени  $\lg t$  на данной глубине поперечного профиля подводного склона.

Цифры — глубины.

съемки поперечного профиля подводного склона и измерения относительных колебаний уровня водоема.

Для выяснения достоверности расчетов по предложенной формуле (21) выполнены сопоставления рассчитанных скоростей донной абразии и полученных по данным натурных повторных промеров. Так, расчеты на профиле рис. 14 а дали скорость, равную 0,04 м/год, а по прямым измерениям — 0,034 м/год; расхождение, как видим, составляет 15 %. Для береговой зоны Черного моря у центральной части дуги Каламитского залива рассчитанная скорость составила 0,026 м/год, а действительная — 0,022 м/год; расхождение равно 14 %. Это свидетельствует о сравнительно хорошей сходимости значений скоростей, полученных разными методами.

Поскольку современный абразионный профиль береговой зоны является результатом влияния всех факторов его формирования за

период абразионного вреза, то рассчитанные значения  $I_h$  можно считать наиболее достоверными, осредненными за время выработки профиля. Поэтому натурные наблюдения за несколько или даже несколько десятков лет должны дать заметно отличающиеся от рассчитанных по (21) значения скоростей донной абразии.

Рисунок 20 позволяет сопоставить рассчитанные и измеренные в натуре скорости донной абразии. Расчеты по формуле (21) дали

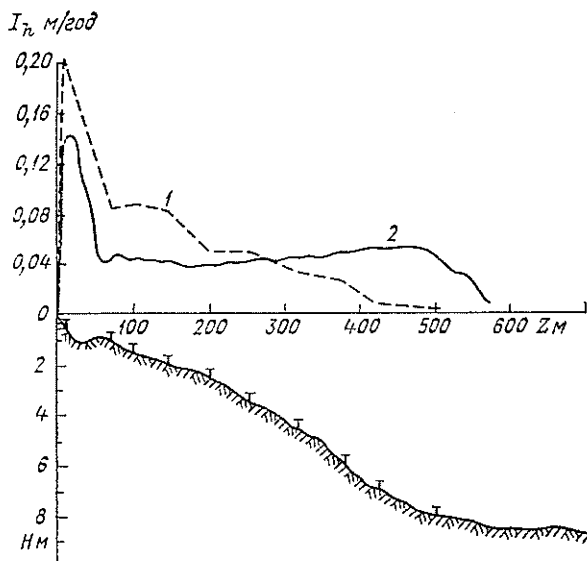


Рис. 20. Распределение скорости донной абразии  $I_h$  на поперечном профиле абразионного подводного склона в районе Будаковского маяка (Черное море).

1 — по данным повторных измерений с помощью донных реперов за период 1971—1975 гг.; 2 — по данным расчетов. Скорость абразии клифа равна 3 м/год.

среднюю скорость 0,044 м/год при крайних значениях 0,006—0,106 м/год на разных отрезках профиля, а повторные промеры — 0,061 м/год при крайних значениях 0,001—0,202 м/год, что в общем в 1,5 раза больше. Оба метода привели к результатам одного и того же порядка, что еще раз свидетельствует о вполне удовлетворительной применимости расчетного метода. Они также показали, что скорости донной абразии уменьшаются с глубиной и удалением от берега в сторону открытого моря; эта закономерность находится в соответствии с закономерностью распределения удельной энергии волн над поперечным профилем [45].

Пользуясь формулой (21) и располагая данными о скоростях абразии клифов и кривыми поперечного профиля подводного склона, автором выполнены расчеты скоростей донной абразии для береговой зоны ряда морей. Например, выяснены значения  $I_h$  для Черного, Балтийского, Белого, Японского морей. Результаты расчетов представляются в виде кривых распределения на поперечном профиле.

Расчеты донной абразии с помощью предложенного метода открывают широкие возможности для объяснения процессов раз-



Таблица 15

Рассчитанные скорости донной абразии и количество осадочного материала, сносимого с бенчей, в различных районах береговой зоны морей

Местоположение района	Геологическое строение	Ширина бенчей, м	Скорость донной абразии, мм/год			Удельный снос м <sup>3</sup> /(м·год)
			средняя	миним.	максим.	
Черное море						
район м. Бурнас	Неоген-четвертичные континентальные суглинки, лёсс	790	49	1	205	38,7
район м. Санжейского	Неоген-четвертичные континентальные глины и суглинки	575	39	3	184	22,4
район м. Железный Порт	Лёссы и континентальные суглинки антропогена	980	60	4	213	58,8
район устья р. Качи	Неогеновые суглинки и супеси с прослоями песчаников	920	36	2	162	33,1
п-ов Тарханкут	Неогеновые выветрелые известняки	210	4	<1	8	0,8
Гераклейский п-ов	Неогеновые выветрелые известняки	265	6	1	11	1,6
Балтийское море						
район устья р. Сака	Моренные и лимногляциальные суглинки антропогена	1100	9	3	52	9,9
Самбийский п-ов	Моренные супеси и суглинки антропогена	950	15	<1	68	14,3
Белое море, Капнинский берег, район м. Конушни	Суглинки, супеси и пески антропогена	1200	55	6	206	66,0
Японское море						
залив Петра Великого, район Лифляндского п-ова	Туфогенные песчаники, выветрелые	260	3	2	7	0,8
район бухты Восток, южнее устья р. Литовки	Аллювиально-деллювиальные галечники и конгломераты неогена	250	13	10	28	3,3
Охотское море						
о. Итуруп, район Куйбышевского залива	Туфогенные песчаники и конгломераты антропогена	230	3	<1	10	0,7
залив Терпения, район пос. Вахрушево	Аллювиально-деллювиальные песчаноглинистые породы неогена	800	29	9	51	23,2
северный Сахалин, между лагунами Уркт и Эхаби	Песчано-глинистые породы нутовской свиты	900	38	8	52	34,2

Местоположение района	Геологическое строение	Ширина бенчей, м	Скорость донной абразии, мм/год			Удельный снос, м <sup>3</sup> /(м·год)
			средняя	миним.	максим.	
залив Шелихова, район м. Хайрюзова	Слабосцементированные песчаники эталонской свиты неогена	800	9	4	14	7,2
Берингово море, Анадырский залив, между косой Гека и лаг. Тымна	Моренные суглинки антропогена, слабодыстые	850	54	11	88	45,9

вития разрушающихся подводных склонов. Они также позволяют значительно расширить представления о роли абразии подводных склонов в поставке осадочного материала в береговую зону. Зная скорости и ширину полосы абразии, можно вычислить удельное количество сносимого с бенчей осадочного материала. Произведение удельного количества материала на длину распространения бенчей вдоль берегов дает суммарное количество материала, поступающего с данного участка или целого региона береговой зоны.

Именно таким путем были рассчитаны значения удельного сноса осадков с подводного склона различных морей (табл. 15). Приведенные примеры указывают на четко выраженную зависимость между скоростью абразии и значениями удельного сноса от геологического строения подводного склона, как и относительно клифов. Абразия глинистых пород различного происхождения, относящихся к 4 классу, приводит к поступлению с подводного склона в море осадочного материала в среднем порядка 30—50 м<sup>3</sup>/(м·год). Более прочные породы 3 класса дают обычно около 10—15 м<sup>3</sup>/(м·год) обломков, а 2 класса — до 10 м<sup>3</sup>/(м·год). Если ширина активного бенча, сложенного прочными породами, составляет не 100—250 м, а 500—600 м, что бывает нередко, при донной абразии в море может попадать несколько десятков кубических метров в год осадочного материала.

Предложенный метод расчета скоростей донной абразии не является универсальным. Его применимость ограничена прежде всего тем, что не на каждом участке известны скорости абразии клифов, скорости и знак относительных колебаний уровня моря, точный поперечный профиль абразионного подводного склона. Тем не менее сейчас имеется во много раз больше участков берега, для которых измерены скорости отступления клифов и относительных колебаний уровня. Поперечный профиль легко получить путем промеров с помощью лота или эхолота. В связи со сложностью и трудоемкостью прямых подводных исследований абразии описанный в данном разделе косвенный метод при минимуме имеющихся данных позволяет существенно расширить представления о продуктивности бенчей.

### 3.8. Продуктивность бенчей

Согласно изложенному выше, в целом наиболее продуктивными являются гидрогенные бенчи, сложенные рыхлыми и слабосцементированными осадочными породами. Наибольшее количество терригенного обломочного материала поступает с бенчей истирания, термоабразионных, эрозионных — до 200—300 м<sup>3</sup> в год с полосы шириной 1 м и длиной от линии уреза до глубин, на которых еще сказывается подводная абразия. С бенчей высверливания, зоогенных, селективно-абразионных сносится до 25—30 м<sup>3</sup>/(м·год) осадочного материала, а с бенчей выламывания и ледового выпихивания — не более 10—15 м<sup>3</sup>/(м·год). Практически не дают обломочного материала бенчи растворения, фитогенные и первичного расчленения.

Географическое распространение бенчей разных типов и разной продуктивности довольно сложно. Можно утверждать, что гидрогенные бенчи распространены в береговой зоне всех климатических зон по аналогии с распространением абразионных берегов [33, 57]. Действительно, абразия подводного склона происходит в равной степени интенсивно как в полярных, так и в тропических широтах.

По данным Д. Байрда (D. Baird), вокруг Галапагосских островов залегают довольно широкие пляжи; иногда они настолько широки, что в их тыльной части образуются дюны высотой до 6—8 м. Однако базальтовые клифы высотой в среднем 50—70 м отступают медленно (на разных участках 0,06—0,18 м/год) и поставляют не более 1,5—2,0 м<sup>3</sup>/(м·год) пляжеобразующего материала. Вместе с тем этого явно недостаточно, чтобы в условиях действия мощных океанических волн пляжи могли быть устойчивыми и постоянно сохраняться, — материала необходимо в 5—6 раз больше по аналогии с островными берегами других районов, например Курильской гряды. Галапагосские пляжи, поскольку реки здесь отсутствуют, питаются в основном наносами с бенчей, ширина которых достигает нескольких сотен метров. Аналогичные соображения также высказывает Зенкович с соавторами [25], анализируя динамику береговой зоны Маркизских, Курильских, Хуан-Фернандес и других островов.

Подобное явление было обнаружено автором у берегов Болгарии, где клифы сложены прочными изверженными породами, а короткие мелководные реки Дьяволска, Резовска, Ропотамо и др. имеют незначительный твердый сток. На этих берегах тем не менее находятся мощные аккумулятивные формы, в тыльной части которых нередко залегают высокие (до 11—16 м) дюны. Ширина дюнных полей составляет 300—500 м. Клифы высотой 15—20 м отступают на 0,05—0,10 м/год; они поставляют всего 1—2 м<sup>3</sup>/(м×год) наносов. Это на порядок меньше того, что необходимо для поддержания устойчивого состояния аккумулятивных форм. В то же время на подводном склоне обнаружены обширные поля древних аллювиальных отложений, которые имеют схожий минерало-

гический состав с составом надводных форм и являются основным поставщиком наносов на исследованном участке береговой зоны.

Остров Шри Ланка, по наблюдениям С. Свана (S. Swan), подвергается очень сильному влиянию океанических волн. Однако несмотря на это, вдоль 9/10 его берегов залегают пляжи, пересыпи, косы, террасы. Поверхность острова дренируется большим количеством рек, многие из них впадают в лагуны. Абразия довольно интенсивна (до нескольких дециметров в год), особенно на юго-западных и южных берегах острова. Здесь в клифах разрушаются сильно выветрелые архейские и мезозойские породы. Казалось бы, в таких условиях аккумулятивные формы должны размываться, не получая достаточного питания наносами из реки и из клифов. Вместе с тем пляжи устойчивы, испытывают лишь сезонную динамику в связи с муссонной циркуляцией ветро-волнового режима. С мая по июнь активизируется повторяемость муссона, что увеличивает продолжительность волнений и нагонов, и в итоге пляжи могут отступить на 35—40 м. Но затем они вновь восстанавливаются и даже нарастают. И это в условиях активного влияния подводных каньонов, по которым сносятся на континентальный склон огромное количество материала [65]. По-видимому, должен существовать дополнительный мощный источник наносов, поддерживающий устойчивость многочисленных аккумулятивных форм на берегах Шри-Ланки. Кроме абразии бенчей, других возможных мощных источников здесь нет.

О высокой продуктивности подводного склона в районе Джохор в Малайзии пишет Дж. Носсин (J. Nossin), а в районе от о. Фрейзер до границы с Новым Южным Уэльсом — Дж. Хэйлс (D. Hayls). Они исследовали берега низменных заболоченных равнин, морской край которых представляет собой пологую поверхность, лишенную активных клифов. Широко распространены крупные пляжи, террасы, бары. На восточных берегах Австралии развиты даже мощные подвижные дюны высотой до 300 м. Здесь также отсутствуют видимые мощные источники питания, хотя формы датируются как верхнеголоценовые. Вместе с тем установлено тесное сходство минералогического состава отложений на подводных склонах обоих районов с минералогическим составом современных аккумулятивных форм. Это дало возможность сделать вывод, что 70—80 % береговых наносов поступило с подводного склона в результате абразии бенчей.

К подобным выводам можно прийти, анализируя данные исследований В. С. Медведева [48], Ионина и др. [29], Дж. Пирса [127] и др. В этих работах отмечается широкое развитие современных аккумулятивных форм в условиях незначительного поступления наносов от абразии клифов и в виде твердого стока рек. Значит, можно сделать вывод о чрезвычайно высокой продуктивности бенчей, которые часто поставляют в береговую зону основное количество осадочного материала.

Можно считать, что во многих районах бенчи более распространены, чем клифы, — даже в тех районах, где клифы малоактив-

ны или являются отмершими. Так, прибрежные работы на о. Итуруп (Курильская гряда) показали, что активные клифы распространены вдоль 40 % общей длины берегов, а бенчи — вдоль 70 % общей длины. Совместные работы автора с сотрудниками Дальневосточного университета дали возможность подсчитать, что активные клифы занимают примерно 44 % общей длины берегов Охотского моря, а бенчи — 56 %. Таким образом, не только за счет большой ширины, но и за счет более широкого распространения в ряде регионов бенчи поставляют больше осадочного материала.

Помимо косвенных признаков, свидетельствующих о существенной роли разрушающихся подводных склонов в поставке осадочного материала в береговую зону, на это указывают и довольно высокие скорости донной абразии. Резюмируя изложенное в этой главе, можно считать, что поверхность прибрежного дна, сложенного глинистыми породами (лессами, суглинками, супесями, глинами), абрадируются в среднем на 0,05—0,10 м/год, хотя могут быть и некоторые отклонения. Так, суглинистые бенчи Северного и Балтийского морей углубляются в среднем за многолетний период на 0,03—0,08 м/год, в северо-западной части Черного моря — на 0,05—0,10 м/год, в южной части Баренцева моря — на 0,02—0,11 м/год, в береговой зоне морей Восточно-Сибирского и Лаптевых — на 0,03—0,07 м/год, около Тихоокеанских берегов США — на 0,04—0,16 м/год. В заливе Кардиган у берегов Великобритании плотные глины на подводном склоне размываются со скоростью 0,01—0,03 м/год, а тяжелые глины у берегов Индии и Мозамбика — до 0,06 м/год.

Подводные склоны, на поверхности которых обнажаются известняки, песчаники, мергели, сланцы и другие слабо- и среднесцементированные породы, углубляются на порядок меньше. Это видно по данным табл. 15, а также из опубликованных работ [15, 20, 23, 59, 68, 103, 107, 125 и др.]. Скажем, бенчи, сложенные породами флишевой серии и известняками неогена, в береговой зоне Черного моря углубляются на 0,002—0,015 м/год в среднем за многолетний период, а максимальные скорости могут достигать даже 0,03—0,08 м/год. Это подтверждается и расчетами предложенным автором методом.

Данные, приведенные в этой главе, указывают на существенное влияние ширины разрушающихся подводных склонов на количество осадков, образующихся под действием абразии. Это достаточно хорошо видно в табл. 15. Если прибрежное дно сложено глинистыми породами, то в изученных морях ширина полосы абразии чаще всего равна 700—1500 м при крайних значениях от 50 до 3000 м и лишь в пределах криолитозоны достигает 10 000—12 000 м. Ширина полосы абразии в районах распространения скальных пород на приглубых и умеренно приглубых подводных склонах обычно составляет около 300—600 м и редко — до 1000—1500 м на океанических побережьях. Также узкими являются абразионные подводные склоны малой крутизны, развивающиеся в условиях залегания малопрочных глинистых пород и ослаблен-

ного волнового режима, как, например, на Азовском море (рис. 14 б, 16).

Если известно количество абразионного осадочного материала из клифов, но неизвестно количество поступлений с бенчей, последнее можно оценить по их соотношениям, выясненным в сходных условиях других участков береговой зоны. Такие соотношения были определены автором на примерах, для которых выполнялись инструментальные исследования клифов и бенчей или только клифов, а поступления с бенчей рассчитывались предложенным методом.

Оказалось, что отношение удельного количества осадков, поступающих в море под влиянием абразии клифов, к удельному количеству осадков, сносимых с бенчей в условиях криолитозоны, в общем составляет 1:2—1:5, в условиях залегания глинистых пород и на крутых подводных склонах — от 1:1 до 1:3, а на откосах — от 5:1 до 1:1. Если бенчи сложены полускальными породами, то отношения составляют от 2:1, редко — 1:1. Зная эти отношения, можно ориентировочно определить продуктивность подводных склонов, если применить другие методы не представляется возможным. Более точными и достоверными, конечно, являются прямые инструментальные измерения, а использованию указанных соотношений отводится вспомогательная роль.

Используя данные наблюдений, расчеты предложенным автором методом, соотношения между поступлениями осадков из клифов и с бенчей, а также аналогии, основанные на сходстве геологического строения побережий, уклонов подводного склона и гидрогенной активности прибрежных вод, удалось найти обобщенные характеристики продуктивности бенчей в пределах берегов разных типов. При этом делается допущение, что длина реально и регулярно разрушаемых берегов равна длине тех берегов, вдоль которых распространены бенчи, хотя чаще всего длина бенчей больше.

На основании рассмотренных в этой главе данных составлена вторая часть табл. 4 (продуктивность подводных склонов). При этом учитывалось, например, что мало изменяемые морем берега сложены преимущественно породами 2 класса, реже — 3 класса. Прибрежное дно углубляется на 0,003—0,005 м/год, а его ширина обычно равна 200—300 м. Денудационно-абразионные берега и разрушающееся дно перед ними сложено породами 2—3 класса, что обуславливает более высокие скорости углубления бенчей и их большую ширину. Соответственно больше поступление осадочного материала. Подобным образом были получены значения удельной продуктивности и для бенчей берегов других типов [136].

Произведение длины бенчей на их удельную продуктивность дало количество осадочного материала, которое сносится в береговую зону под влиянием абразии бенчей в пределах береговых зон разных типов. Суммирование величин показало, что с разрушаемых подводных склонов в Мировой океан поступает порядка 6600 млн. м<sup>3</sup>/год осадочного материала (см. табл. 4). Это свиде-

тельствует о более заметной роли абразионных процессов в поставке осадков, чем считалось до сих пор.

Таким образом, абразионные волновые источники поставляют в Мировой океан около 9700 млн. м<sup>3</sup>/год исходного осадочного материала. Такая цифра была впервые названа автором на 14 сессии береговой секции Океанографической комиссии АН СССР в апреле 1978 г., а затем уточнена на XI Конгрессе ИНКВА в августе 1982 г.

## Глава 4

### ОСНОВНЫЕ НЕВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ПОСТУПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В БЕРЕГОВУЮ ЗОНУ

Поступление осадочного материала в береговую зону может быть значительным и под влиянием неволновых факторов. Несмотря на ведущую роль гидрогенных процессов, нередко неволновые процессы поставляют основное количество материала. В общем же можно считать, что неволновые процессы усиливают или ослабляют действие гидрогенных как источника осадков [85, 136].

Истинными источниками (т. е. дающими новый осадочный материал) являются: твердый сток рек, биогенные процессы, вулканические извержения. В результате действия эоловых и ледовых факторов в подавляющем большинстве случаев происходит лишь переотложение уже имеющегося материала. Поэтому для одних районов они могут служить приходными элементами баланса, а для других — расходными.

#### 4.1. Твердый сток рек

Вынос осадочного материала реками в береговую зону зависит прежде всего от режима их твердого стока. В общем случае увеличение твердого стока приводит и к увеличению поступления наносов. Однако не весь речной материал попадает в море, поскольку распределение наносов в устьевой области рек происходит неодинаково в разных физико-географических условиях.

Общеизвестно, что морфология и динамика устьев рек есть функция гидродинамического режима береговой зоны и речного стока [52, 63]. Согласно этому положению, можно выделить малые и крупные реки. Малыми будем называть те, которые выносят настолько мало наносов, что они полностью перерабатываются течениями и волнами на взморье. Твердый сток крупных рек настолько велик, что волнения не в состоянии их полностью переработать и вынести на большие глубины; поэтому на взморье круп-

ных рек распространены дельты или другие формы современной аккумуляции.

О. К. Леонтьев с соавторами [43] считает, что малые реки могут приносить в береговую зону значительные массы аллювия. В ряде случаев это действительно так. Например, А. Ф. Мандыч подсчитал, что малые реки Западной Грузии поставляют в Черное море более 15 млн. т/год материала, из которых 1,1 млн. т/год идет на питание прибрежно-морских аккумулятивных форм. На ведущую роль малых рек как источника наносов указывают Зенкович и др. [25] для побережья Корейского полуострова, Юго-Восточного Китая и западного побережья Канады. Однако эти примеры относятся к гористым регионам. На низменных пологих берегах роль малых рек как источника наносов в настоящее время незначительна. В частности, автором подсчитано, что малые реки, впадающие в Балтийское море, поставляют не более 10 % общего количества речного материала, а впадающие в Баренцево море — около 7 %.

Более сложны процессы взаимодействия береговой зоны с устьями крупных рек. Чем меньше наносов поступает на взморье устьевой области, чем больше крутизна подводного склона и более активен волновой режим, тем более интенсивно перерабатывается аллювий и тем меньше речных наносов задерживается в береговой зоне.

Роль речных наносов как источника осадочного материала не равнозначна для разных участков береговой зоны. Автором принимается вывод, по которому объем твердого стока определяет продуктивность аллювиального приходного элемента баланса. Действительно, независимо от степени активности волн и приливов на открытых берегах и уклонов подводного склона на взморье реки с большим твердым стоком всегда строят дельты [67, 119, 148]. Примерами могут служить устьевые области Дуная, Бзыби, Роны, Нила, Миссисипи, Оранжевой и др. [63, 148].

Л. Райт и Д. Колеман [148] считают, что рельеф подводного склона дельты является основой механизма, с помощью которого река способна преодолеть волновое воздействие. С. С. Байдин приходит к подобному же заключению и предлагает использовать его для выделения трех ситуаций, определяющих поведение речных наносов на взморьях разной крутизны.

1. Очень отмелые взморья. Сохраняются при относительно малом твердом стоке и несущественном волновом воздействии. В таких условиях роль твердого стока как источника осадочного материала для береговой зоны незначительна, поскольку подавляющее количество наносов тратится на формирование устьевого бара и конуса выноса в целом.

2. Умеренно приглубые взморья. Средние по стоку реки обеспечивают здесь достаточно высокие скорости движения речных вод. Формируется распластанное стоковое течение. Образуется достаточно обширный устьевой бар, перед которым часто расположено широкое мелководье. В этих условиях река не в состоянии



преодолеть влияние волн. На внешней части взморья формируется крутой свал глубин, и потому волновое влияние на конус выноса весьма заметно.

3. Приглубые взморья. Стоковые течения даже сравнительно небольших рек могут преодолевать подводный склон и выносить основную массу материала за пределы взморья в открытое море. Активное участие в распределении переносимых наносов принимают морские волны, способные часть материала переносить вдоль берега.

Таким образом, с увеличением крутизны подводного склона растет значение рек как поставщиков осадочного материала за пределы береговой зоны, а следовательно, снижается их значение как приходного элемента для самой береговой зоны. Примером могут служить устьевые области на горных побережьях, в частности на Кавказе. Такие реки, как Риони, Чорохи, Ингури, до 55—75 % и более своего твердого стока выносят прямо в глубоководные области морского дна либо непосредственно, либо по подводным каньонам [66, 79]. В то же время на очень отмелых взморьях основная часть речных наносов отлагается, в результате активно нарастает морской край дельт (например, у Волги, Печоры, Кубани, Дона и др. [52]). Влияние уклонов подводного склона в устьях рек на распределение исходного осадочного материала подобно тому, как влияют уклоны на этот процесс на открытых морских берегах вне расположения устьев [23]. В этом явлении автор усматривает схожесть процессов распределения наносов в береговой зоне в целом как области транзита в направлении с суши в открытое море.

Влияние уклонов подводного склона сказывается и на распределении наносов вдоль берега. Можно считать, что именно это явление в наибольшей мере определяет роль рек как источника наносов для береговой зоны. Так, вдольбереговой перенос приводит к насыщению вдольбереговых потоков наносов, постоянному питанию прибрежных аккумулятивных форм, поддержанию роста волновых и эоловых форм, т. е. создает благоприятные условия для накопления материала в береговой зоне. Этому способствуют высокие значения твердого стока, преобладание волнений под острым углом к береговой линии, выровненный контур берега на значительном расстоянии.

Благодаря перечисленным условиям, наносы таких рек, как Миссисипи, Нил, Ганг и др., распространяются вдоль берега на десятки и сотни километров. Твердый сток р. Амазонки влияет на расстояние более 3000 км к северо-востоку от устья [25]. Влияние твердого стока р. Дуная сказывается вдоль всего берега Румынии (около 250 км) и части Болгарии, вплоть до м. Калиакра (80 км). Далее за счет увеличения уклонов подводного склона речные наносы уходят на большие глубины. Если бы отсутствовал резкий изгиб контура берега и за м. Калиакра берег был бы по-прежнему ровным и отмелым, аллювий Дуная питал бы прибрежно-морские аккумулятивные формы намного южнее. Таким образом, естест-

венные препятствия существенно ограничивают область распространения речных наносов в береговой зоне.

Особенно слабым является влияние речных наносов на те участки береговой зоны, где реки впадают в вершины бухт, заливов или крупных вогнутостей берега. Примером может служить р. Дон. Ее наносы концентрируются в основном в вершине Таганрогского залива и не идут далее м. Сазальницкого (в 50 км юго-западнее), несмотря на преобладание северо-восточного волнения. Аналогично ведут себя наносы р. Амура — расстояние, на которое они распространяются вдоль берегов, явно не соизмеримо с большим твердым стоком. Преобладающие здесь северные и северо-западные ветры и волнения не позволяют наносам распространяться далее Амурского лимана и Сахалинского залива.

В еще меньшей степени влияют речные наносы на сопредельные берега в тех случаях, когда реки впадают в полузамкнутые заливы, бухты или в лагуны и лиманы. Так, твердый сток р. По составляет 18 млн. т/год, но только 30 % его поступает в открытое море, остальное формирует дельту и дно прибрежных лагун. Около 80 % твердого стока Днепра задерживается в дельте и в Днепро-Бугском лимане, Днестра — в Днестровском лимане, Вислы — в Вислинской лагуне, Немана — в Куршском заливе. Важно, что через проливы из лиманов и лагун в море поступают в основном пелитовые фракции, которые для береговой зоны не имеют практического значения. На примере многих устьевых областей рек И. В. Самойлов [63] показал, что дельты, заливы и лагуны улавливают примерно 50—60 % твердого стока рек, впадающих в различные моря и океаны.

В подтверждение этого вывода можно привести ряд примеров. Так, исследование автора дельты Дуная позволили сопоставить данные съемок береговой линии ее морского края за период 1955—1979 гг. с учетом данных В. Н. Михайлова и др. [52]. Скорости нарастания дельты и раньше были очень высокими, о чем свидетельствует увеличение площади надводной части Килийской дельты с 79 км<sup>2</sup> в 1830 г. до 353 км<sup>2</sup> в конце 70-х годов текущего столетия, т. е. в 4,5 раза.

Наращение береговых линий дельт невозможно без отложения наносов на дне взморья. Сопоставление поперечных профилей подводного склона дельты Дуная за период 1955—1979 гг. напротив разных рукавов показало интенсивную донную аккумуляцию (рис. 21). Например, у самого северного крупного рукава Очаковского удельная аккумуляция наносов составляет в среднем 900 м<sup>3</sup>/(м·год) при твердом стоке 1117 м<sup>3</sup>/(м·год) (т. е. 80,5 %), напротив рукава Быстрого — 147 м<sup>3</sup>/(м·год) при его твердом стоке 697 м<sup>3</sup>/(м·год) (т. е. 21 %), а напротив Старо-Стамбульского рукава — 662 м<sup>3</sup>/м в год при среднем удельном стоке 984 м<sup>3</sup>/(м·год) (67 %).

Особенно активен перехват наносов дельтами в тропической зоне. В этом отношении чрезвычайно красноречивыми представляются материалы длительных инструментальных съемок дельт.

Например, Э. Бёрд и С. Онгкосонго (E. Bird and S. Ongkosongo) приводят пример активного нарастания дельт сравнительно небольших рек, впадающих в Яванское море (рис. 22). Подобная концентрация речных наносов в устьях небольших рек отмечается повсеместно в условиях ослабленного волнового режима, характерного для тропической зоны [23, 25, 67].

Если же запасов волновой энергии достаточно для выноса речного материала вдоль берега за пределы устьевых областей, то накопление наносов и наращивание прибрежной равнины проис-

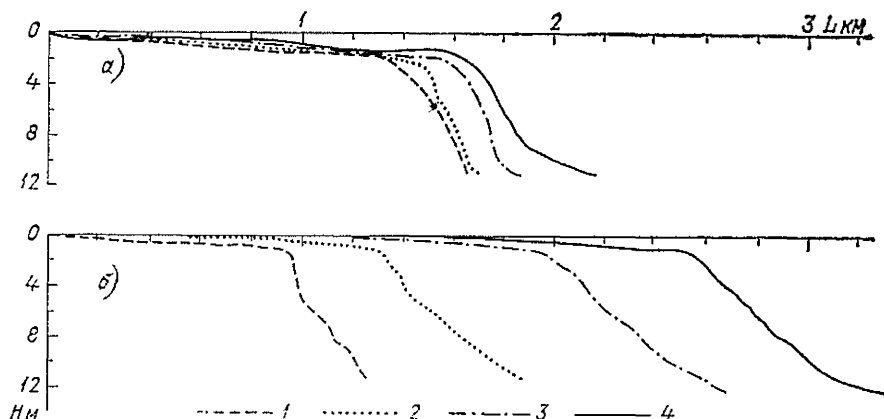


Рис. 21. Совмещенные профили подводного склона дельты Дуная в районах впадения в море Быстрого (а) и Очаковского (б) рукавов.

1) 1955 г., 2) 1961 г., 3) 1970 г., 4) 1979 г.

ходит и между отдельными устьями небольших рек. В итоге материал твердого стока перехватывается не только дельтами, но и морскими участками береговой зоны. Происходит интенсивное нарастание береговой линии — до 70—80 % речных наносов остается у берега и в открытое море не выносятся. Примером может служить участок Адриатического побережья (рис. 23). Согласно [43], этот участок испытывает длительное отложение речных наносов. Так, еще в I в. н. э. г. Леш стоял в месте впадения р. Дрина в море, а сейчас он находится в 8 км от берега, на суше. Следовательно, за прошедшие около 2000 лет прибрежная равнина нарастала в среднем на 4 м/год. В междуречье Вносы и Семани 2500 лет назад в 5 км от берега был основан г. Аполлония, а теперь он находится более чем в 8 км. Значит, здесь берег нарастал в среднем на 1,2 м/год. Подобные явления происходят и на многих участках берегов других морей.

Приведенные примеры показывают, что в общем основная часть речных наносов наращивает прибрежную сушу, отлагаясь в дельтах, эстуариях, лиманах, лагунах. Меньшая часть твердого стока выносятся в открытое море, и только порядка 15—20 % материала питает донные осадки в глубоководных областях морского

дна. Следовательно, нельзя считать, что весь твердый сток, измеряемый обычно в приустьевых районах рек, уходит на образование прибрежно-морских наносов или глубоководных осадков.

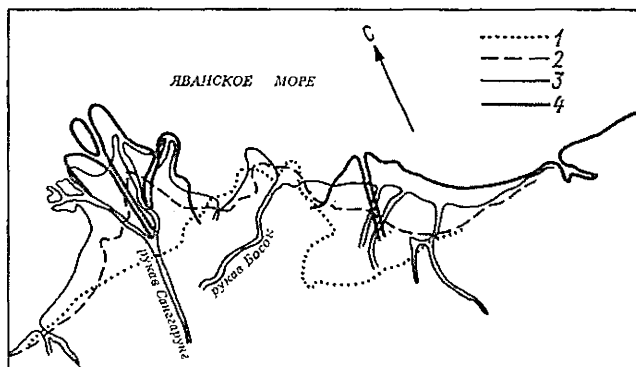


Рис. 22. Аккумуляция наносов и нарастание приморской равнины за счет отложения твердого стока рек Санжаргунг и Босок по данным съемок.

1) 1857 г., 2) 1922 г., 3) 1946 г., 4) 1978 г.

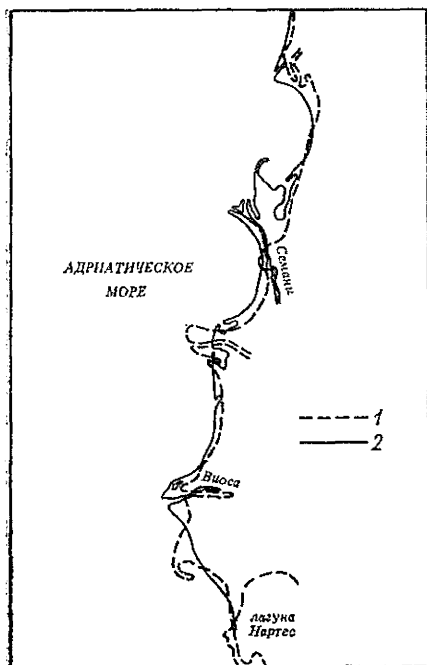


Рис. 23. Изменение береговой линии Адриатического моря между устьем р. Шкумбини и лагуной Хартес по материалам съемок 1900 г. (1) и 1958 г. (2). (Данные Л. А. Логачева, О. К. Леонтьева, В. М. Звездава.)

К сожалению, этот вывод, известный еще с 30—40-х годов, не учитывается подавляющим большинством исследователей. Даже в новейших сводках, анализирующих в числе других и твердый речной сток как один из приходных элементов баланса наносов для береговой зоны, в расчет берется полный твердый сток, замеренный в створах выше устьев. Потому и делается неверный вы-

вод о том, что именно реки дают подавляющее количество наносов в моря и океаны [6, 43, 67].

Расчетам твердого стока рек посвящена обширная литература. Согласно подсчетам, на 40-е годы суммарный твердый сток в Мировой океан в общем составил 18—20 млрд. т/год [44, 73, 78]. Сотрудниками Государственного гидрологического института суммарный твердый сток определен в 15,7 млрд. т/год (на начало 70-х годов). Вероятно, расхождение этих величин не является ошибкой, вызванной разными методиками и разной полнотой фактического материала. Не исключено, что здесь обнаруживается тенденция к сокращению твердого стока рек. Она связана с общезвестными явлениями: зарегулированием стока водохранилищами, забором воды на орошение и др. [78].

Сопоставление измеренного твердого стока в настоящее время и 40—50 лет назад дает представление о сокращении роли речного приходного элемента баланса наносов. Так, до зарегулирования стока Дон ежегодно выносил в Азовское море 6—7 млн. т осадочного материала, а сейчас — только около 2 млн. т. Аналогичное явление характерно также и для Кубани, Днепра, Волги и др. [52]. Зарегулирование Нила привело к настолько существенному сокращению твердого стока, что резко активизировался размытый его дельты.

Таким образом, использование данных измерений твердого стока 30—40-летней давности может дать завышенные оценки роли речного стока как приходного элемента баланса.

Но даже слабо- или совсем не зарегулированные реки, обладающие повышенным твердым стоком, не все наносы отдают в береговую зону и в глубоководную часть бассейнов. Например, по всему контуру морского края дельты Ганга длиной около 280 км осадки аккумулируются с огромной скоростью — слоем до 1,0—1,2 м в год в интервале глубин 1—3 м [102]. Скорости нарастания берегов дельты достигают 105—132 м/год, в среднем 40—45 м/год. Речные наносы питают и весь морской берег Бангладеш: в районе Читтагонга широкие песчаные пляжи распространяются на расстояние более 150 км. Аналогичные явления характерны и для другой крупной реки — Инда. По данным Р. Шида [131], морской край дельты Инда активно выдвигается в море в течение последних нескольких тысяч лет со скоростью в среднем 9—10 м/год. За период 3000—5000 лет образовалась обширная равнина, протянувшаяся вдоль берега полосой в 50 км. Основная часть остающегося в береговой зоне материала перемещается на юго-восток от устья и питает широкие песчаные пляжи и террасы с высокими эоловыми формами в их тыльной части.

Не менее активно речной материал улавливается в устьях поллярных рек. Так, дельты рек Маккензи и Колвилла непрерывно нарастают на 10—15 м/год. За счет выносов мелких рек на севере Аляски берега активной речной аккумуляции составляют 19,9 % общей длины берегов этого региона [112]. Основная часть твердого стока рек, впадающих в фьорды, в открытое море не выно-

сится, и за счет этого скорости осадконакопления на дне фьордов достигает 0,004—0,100 м/год.

Процессы аккумуляции речного материала характерны не только для лагун, лиманов, заливов, но и для эстуариев. Так, Г. А. Сафьянов [67] считает, что наиболее важными факторами осадконакопления в эстуариях являются:

- 1) гранулометрический и минералогический состав и объем твердого стока рек, впадающих в эстуарии;

- 2) скорость и направление приливных течений, определяющие, в частности, возможности поступления в эстуарии типично морских наносов;

- 3) плотностная стратификация вод и сложный характер геохимических превращений в зоне смешения пресных и морских вод;

- 4) продуктивность и видовой состав организмов, в том числе и растений.

Первый фактор действует и в неприливных морях, как отмечалось выше, но в данном случае материал в гораздо меньшем количестве попадает в береговую зону. В противном случае эстуарий оказался бы отмершим. Судя по очень небольшому содержанию, а часто и отсутствию типично морских наносов в эстуариях, их роль в осадкообразовании несущественна — многие исследователи отмечают нехарактерность эстуариев как ловушек прибрежно-морских наносов. Правда, в некоторых работах, в частности Д. Шниткера (D. Schnitker), утверждается, что морские наносы могут быть основным материалом, пополняющим эстуарии. В качестве примера приводится побережье штата Мэн (США), где он установил сходство минералогического состава речных наносов и пород, слагающих бенчи в районе устьев рек. Однако не было учтено, что реки, впадающие в заливы и эстуарии, дренируют те же моренные отложения, которые залегают на морском дне, а поэтому спорность выводов Д. Шниткера очевидна.

Геохимический и биогенный факторы осадконакопления в эстуариях имеют региональное значение. В целом, согласно современным представлениям, эти факторы имеют второстепенное значение [67, 110, 148]. Следовательно, как и в устьях неприливных рек, в эстуариях литодинамические процессы обусловлены объемом твердого стока и гидродинамическим режимом.

Степень влияния гидродинамического режима регулируется стоком реки: при его увеличении скорости придонных вод направлены к вершине эстуария (рис. 24). В результате формируется явление инжекции («втягивания» некоторого объема воды в устье реки), которое Сафьянов [67] считает основным механизмом, задерживающим наносы в эстуарии. В результате существенно ограничивается вынос речного материала в открытое море и его распределение на соседние участки морского берега. Поэтому твердый сток практически полностью задерживается в заливах и бухтах, куда впадают реки, и в очень малой степени участвует в питании отложений прибрежно-морских толщ.

Реки впадают в моря и океаны на небольших участках длины береговой линии. Поэтому в большинстве случаев длина морского края речных устьев составляет не более нескольких процентов от общей длины берегов водного бассейна, например, Черного, Северного, Белого, Охотского морей. Соответственно небольшими являются и участки береговой зоны, в пределах которых сказывается влияние речных наносов. Расширение подобных участков происходит в основном за счет вдольберегового перемещения наносов, которое, однако, часто прерывается резкими изгибами бе-

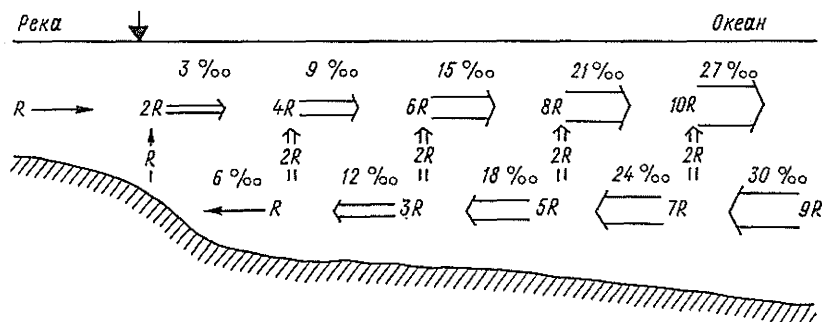


Рис. 24. Характер непривливной циркуляции по продольной оси средне-стратифицированного эстуария.

Расходы течения выражены в единицах стока реки  $R$ , распределение солёности — в промилле (по [123]).

реговой линии или увеличением крутизны подводного склона. В целом влияние речного стока в пределах водных бассейнов локализовано. Так, нельзя говорить, что твердый сток Дуная является основным источником пополнения береговой зоны Черного моря, несмотря на его большой объем. Ведь сфера влияния Дуная ограничена участком от Жебриянской бухты до м. Калиакра, и его наносы никак не влияют на береговую зону в районах Таманского п-ова или Синопского залива. Также твердый сток Печоры не воздействует на развитие аккумулятивных форм на берегах Кольского п-ова. Выносы Амура не имеют никакого отношения к развитию баров и кос Западной Камчатки. Подобный характер распределения твердого стока рек значительно понижает роль и суживает сферу влияния речных наносов как одного из приходных неволновых элементов баланса осадочного материала в береговой зоне.

Сопоставляя общее количество взвешенного материала из рек  $Q$ , согласно К. Н. Лисицыной и Г. А. Алексееву [50], равное 15,7 млрд. т/год, и поставляемого процессами абразии клифов и бенчей  $(A+d)=16,7$  млрд. т/год, можно подсчитать, что  $Q:(A+d)=1:1,1$ . Отсюда можно сделать вывод, что количества осадочного материала, поставляемого в Мировой океан путем абразии и реками,— величины одного порядка (см. табл. 4).

## 4.2. Поступление наносов в море под влиянием эоловых процессов

Эоловый снос на морских берегах затрагивает различные по составу наносы: гравийные, песчаные, алевритовые, пелитовые, ракушечные. Но чаще всего в движение вовлекаются песчаные

фракции как наиболее распространенные [23, 65, 119]. В составе эоловых форм на берегах морей и океанов преобладают частицы 0,1—0,5 мм. Следовательно, ветровой перенос с берега в море в большинстве случаев приводит к увеличению крупности наносов в береговых аккумулятивных формах и пополнению подводного склона песчаным материалом. Это имеет важное значение для понимания процессов прибрежно-морской дифференциации.

Географическое распространение берегов с развитыми эоловыми процессами достаточно подробно проанализировано в книге В. П. Зенковича [23]. Он пришел к выводу, что наиболее активны эоло-

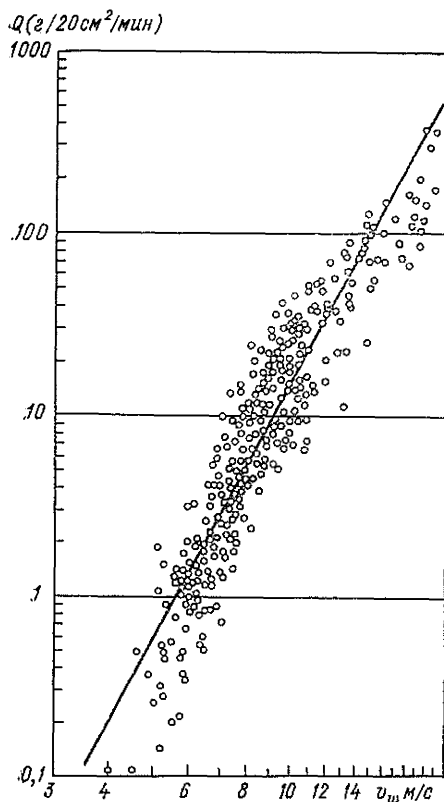


Рис. 25. Зависимость количества песка  $Q_n$ , перемещаемого ветром в приземном горизонте, от скорости ветра  $v_w$  (в логарифмическом масштабе) [100].

вые процессы на побережьях аридных областей тропических, в меньшей мере — умеренных широт. Достаточно активны они в полярных областях, но здесь песчаные формы рельефа распространены меньше [30] и период действия процессов ограничен теплым сезоном года.

Подавляющее большинство исследователей считают, что подвижки песков в разных физико-географических условиях начинаются при скорости ветра 4—5 м/с. С увеличением скорости до 10—12 м/с мощность подвижек растет незначительно, затем отмечается резкий рост в интервале скорости от 10 до 16 м/с. Наиболее мощные подвижки песка при скорости ветра, превышающей 16 м/с (рис. 25).



На эоловые подвижки, как принято считать, оказывает влияние влажность песка. В литературе можно встретить данные, согласно которым влажные наносы начинают перемещаться при скорости ветра 4—6 м/с, в то время как в пустынях, где воздух очень сухой, перемещение тех же мелкозернистых песков начинается при скорости 3,0—3,5 м/с [11, 130]. По имеющимся наблюдениям, на темп эолового переноса могут оказывать влияние суточные и внутригодовые сезонные колебания влажности воздуха и песка. Так, интенсивнее всего песок перемещается в солнечные, дневные, часы и в летний сезон, когда нижний предел перемещаемых критических скоростей понижается на 0,5—1,5 м/с, а мощность подвижек наносов возрастает на 5—15 %.

Приведенные отрывочные данные подтверждаются многолетними стационарными работами К. Боровки [100] и Одесского университета. Боровка провел около 350 опробований при разной влажности песков и разной скорости ветра. В итоге получилось, что при скорости ветра до 15—16 м/с существует заметная разница между количеством переносимых сухих и влажных песков, а при более высоких скоростях разница минимальна. Очень влажные пески (содержание влаги до 25 %) движутся в количестве, в 3—4 раза меньшем в сравнении с сухими (табл. 16). Мокрый песок может подвергаться массовому переносу лишь при скорости ветра более 20—22 м/с. Автором отмечалось ветровое перемещение песков во время ливневого дождя при скорости ветра 26 м/с в ноябре 1981 г. на Днестровской и Будаковской пересыпях Черного моря в слое до 1 м над земной поверхностью в количестве около 200 г/(м<sup>2</sup>·мин).

Таблица 16

Осредненное количество (г/20 см<sup>2</sup> в мин) перемещаемого ветром песка разной влажности на поверхности авантюн южного берега Балтийского моря (составлена автором по данным К. Боровки [100])

Скорость ветра, м/с	Влажность песчаных наносов, %			Скорость ветра, м/с	Влажность песчаных наносов, %		
	3	15	25		3	15	25
4	0,2	—	—	12	40,2	22,9	9,7
5	1,1	0,4	0,1	13	51,0	32,4	13,1
6	3,2	0,8	0,2	14	60,1	58,6	18,3
7	6,9	1,0	0,3	15	72,7	67,1	23,8
8	10,2	3,1	2,0	16	85,0	84,5	29,9
9	15,5	5,3	3,1	17	106,3	101,0	36,1
10	18,3	7,4	4,4	18	150,0	148,4	51,2
11	23,7	12,5	6,2	19	221,1	220,0	71,0

Помимо влажности, существенное влияние на эоловое перемещение наносов оказывают рельеф и растительность как компоненты подстилающей поверхности. Уже появление первых отдельных растений на свежееобразовавшемся пляже снижает темп эоло-

вого переноса. Так, по наблюдениям автора на м. Колкасрагс на Балтийском море появление трех—пяти растений на 1 м<sup>2</sup> на порядок уменьшает количество наносов, перемещаемых умеренными ветрами. Поскольку между скоростью ветра и количеством движущегося песка имеется прямая зависимость (рис. 25), то о влиянии растительности и расчлененности рельефа на эоловый перенос могут дать представление наши эксперименты на песчаных берегах Черного моря. Рисунок 26 показывает, что на высоте 1 и 2 м над поверхностью пересыпи скорости ветра в 2—5 раз больше, чем в приземном горизонте. Этот результат важно учитывать в слу-

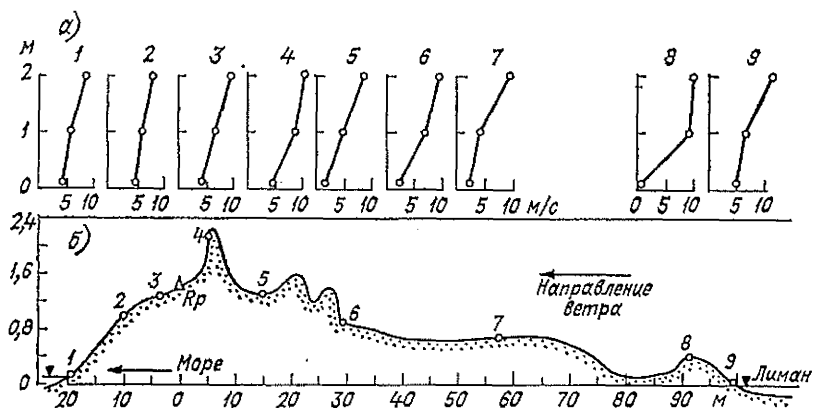


Рис. 26. Элюры скорости ветра (а) (горизонты 0,1; 1 и 2 м) над поперечным профилем (б) песчаной пересыпи Будаковского лимана.

\*Номера элюр соответствуют номерам точек наблюдений на профиле.

чаях, когда эоловый перенос материала увязывается со скоростью ветра, измеренной на высоте флюгера на метеостанциях. Как можно видеть, даже при скорости 10—11 м/с на высоте около 2 м у земли может не происходить перемещение песка, поскольку в это время в приземном горизонте скорость ветра всего 1—5 м/с, а движение песчаных наносов, как показано выше, начинается при скорости около 4 м/с. Конечно, с увеличением расчлененности рельефа на морских берегах гашение ветрового потока происходит еще интенсивнее в сравнении с приведенным примером [3, 11, 100, 127, 130].

Обратим внимание на точки 1—4 и 9 на профиле (рис. 26). На них отсутствует растительность, и гашение скорости ветра в приземном слое до 0,1 м обусловлено влиянием рельефа. В то же время в точке 8 проективное покрытие растительностью достигает 100 %, в точке 5 — 80 %, в точках 6 и 7 — около 40 %. Подобный характер влияния растительности на зону контакта ветрового потока с поверхностью песчаной пересыпи отмечался автором и в других районах побережья Черного моря. Такую закономерность обнаруживают и многие исследователи. Например, на участках,

лишенных растительности в пределах задровых полей, количество сносимого ветром (скорости 10—15 м/с) песка на 1—2 порядка больше, чем над заросшими (проективное покрытие 60—70 %) поверхностями [126, 130]. Полностью задернованные поверхности песчаных аккумулятивных форм практически не подвергаются дефляции.

Пример на рис. 26 дан для случая, когда умеренные ветры направлены с суши в сторону моря, однако в течение года направление ветра меняется (рис. 27). Как можно заметить, самые высокие средние скорости ветра отмечены на морском и лиманном пляже — наиболее ровных поверхностях, лишенных раститель-

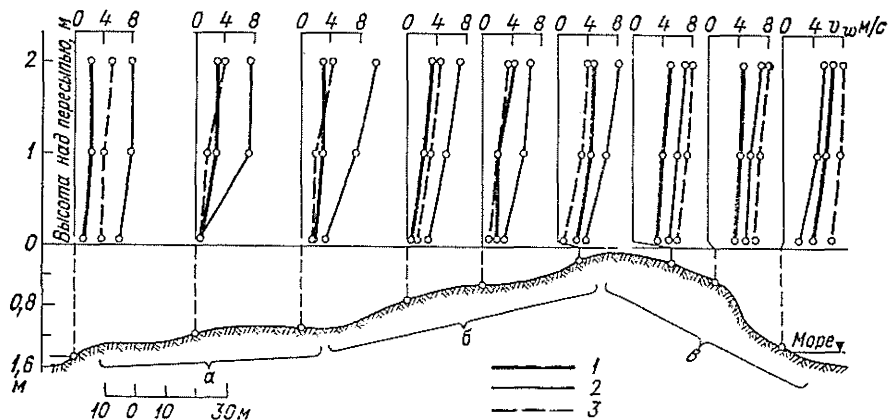


Рис. 27. Распределение скорости ветра разных направлений на разных горизонтах над поперечным профилем пересыпи лимана.

1 — со стороны моря в направлении суши; 2 — со стороны суши в направлении моря; 3 — ветер вдоль берега пересыпи; а — густота растительности более 70 %, б — до 30—50 %, в — поверхность пересыпи лишена растительного покрова.

ности. Центральная и тыльная части пересыпи являются местом пониженных скоростей ветра, местом формирования своеобразной ветровой тени. Очевидно, здесь создаются благоприятные условия для эоловой аккумуляции наносов. Ведь именно здесь распространены эоловые формы рельефа. Но так как данная эоловая зона пересыпей и кос неравномерно покрыта редкой растительностью, а местами она и вовсе отсутствует, то в ее пределах ветро-песчаные подвижки должны быть мощнее. На это указывают данные многолетних натурных исследований в различных районах побережья Черного моря (рис. 28).

Если принять все количество движущегося поперек пересыпей и кос песка за 100 %, то 70—80 % его движется на морском пляже (рис. 27 в), 10—20 % — в эоловой зоне (рис. 27 б) и всего около 10 % — в тыльной части, на лиманной и лагунной стороне (рис. 27 а). Подобная закономерность обнаружена автором на всех узких пересыпях и косах, с одной стороны которых расположено море, а с другой — лиман, лагуна или залив. Из нее сле-

дует способность суши аккумулировать наносы из ветро-песчаного потока, питаемого процессами дефляции пляжей.

На узких, вытянутых в длину аккумулятивных формах рост размеров эоловых форм ограничен. Во время сильных штормов на уже образовавшиеся формы обрушивается прибойный поток, который переплескивается из моря в лиман, лагуну или залив. Поэтому эоловые наносы выносятся на тыльную сторону пересыпей и кос, и в результате береговая линия тыльной стороны нарастает.

В то же время в пределах террас и широких (до 1—2 км и более) форм (классов замыкающих и свободных) эоловая аккумуля-

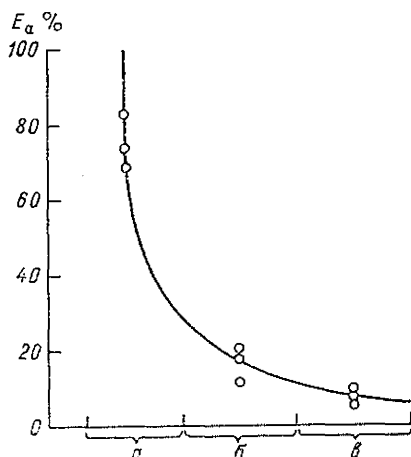


Рис. 28. Зависимость относительного количества перемещаемого песка ( $E_a$ ) от структуры подстилающей поверхности на пересыпях и косах.

Зоны: а — морского пляжа, б — эоловых форм, в — лиманная.

ляция в общем непрерывна. Там нет таких ограничений, как на узких формах. Этим обеспечивается длительный рост или сохранение размеров эолового рельефа.

Отмеченные закономерности развития эоловых процессов важны для понимания их роли как приходных и расходных элементов баланса прибрежных наносов, необходимы для анализа процессов развития аккумуляции и аккумулятивных форм.

Итак, максимальное количество песка может перемещаться при большой скорости ветра большой продолжительности, малой относительной влажности (менее 72 %, по Л. Г. Никифорову) и если его поверхность лишена растительности. Такие условия могут возникать во всех климатических зонах, но чаще всего в аридных субтропических областях.

Эоловый перенос выступает как приходный элемент баланса осадочного материала в береговую зону тогда, когда преобладают береговые ветры и эоловые наносы поступают в море. Часто при благоприятных условиях эффективность этого элемента может быть незначительной. Дело в том, что при действии береговых ветров отсутствуют штормовые волны и развиваются сгоны. Поэтому не происходит диффузии эолового материала в береговой зоне

[3]. Поступающий в море материал в основном консервируется в околоурезовой области до ближайшего волнения. Происходит нарастание пляжа, подчас на 10—20 м [1, 11, 23, 126] за одну ветровую ситуацию. Если период между отдельными ветрами относительно велик, то наросшая часть пляжа может подсохнуть и тогда даже вдольбереговые ветры могут вернуть на сушу часть песка. Действие ветров морских румбов также может вынести на сушу часть материала, поскольку новые участки пляжа рыхлы и не успевают покрыться растительностью. Следовательно, вынос ветром песка в береговую зону не всегда означает, что он полностью потратится на питание вдольбереговых потоков наносов, аккумулятивных форм или окажется вынесенным в глубоководные области дна. Некоторая его часть, согласно натурным исследованиям, большая, снова включается в развитие береговых аккумулятивных форм [74].

Очень слабо изучены количественные характеристики эолового сноса осадочного материала в береговую зону. Подавляющее большинство исследователей учитывает полный эоловый снос как эоловых наносов с прибрежных форм, так и пылеватых частиц из таких районов ветровой эрозии и зарождения пыльных бурь, как Ближний Восток, Средняя Азия, Аравия, Сахара. При этом не всегда учитываются процессы сноса с береговых песчаных аккумулятивных форм, не принимаются во внимание процессы эолового сноса с берегов полярных морей, не учитываются разные характеристики эолового переноса в сторону моря и суши и др. Так, Сафьянов [67] в разделе «Эоловое поступление осадков» принял, что 5 % площади оседания эоловых выносов попадает на береговую зону Мирового океана. Отсюда в береговую зону поступает 200—400 млн. т/год эолового материала, так как, по Л. Г. Бондареву, на всю площадь акватории Мирового океана осаждается 2—4 млрд. т ежегодно.

Такой подсчет представляется недостаточно обоснованным с позиций основных положений учения о морских берегах. Прежде всего, Бондарев имел в виду эоловую пыль, которая меньше всего участвует в прибрежно-морских литодинамических процессах. Во-вторых, эоловая пыль достаточно интенсивно оседает в береговой зоне всего нескольких больших областей, как и материал вулканических извержений, и распространять это явление на всю береговую зону Мирового океана неверно. В-третьих, не учтен снос с аккумулятивных песчаных форм, который составляет основную массу пляжеобразующих фракций. Поэтому приведенная Сафьяновым оценка эолового источника прибрежно-морских наносов не может быть точной.

Для определения продуктивности эолового элемента баланса материала в береговой зоне необходимо прежде всего воспользоваться данными непосредственных исследований ветро-песчаного потока. Многолетние исследования на стационарных участках указывают на значительные объемы перемещаемых ветром наносов. Первые попытки количественной характеристики продуктивности

эоловых источников в береговой зоне были предприняты Ф. Кьуне-ном [120] и Р. Бэгнольдом [95]. Они неоднократно наблюдали поступление во время сильных ветров до 20—30 м<sup>3</sup>/м и даже около 150 м<sup>3</sup>/м наносов. При этом поверхность пляжей понижается обычно на 2—4 см за 5—10 ч при скорости ветра до 50—60 м/с.

Многолетние наблюдения за эоловым переносом проводились в районе устья р. Суссеон (Южная Швеция). Прибрежная аккумулятивная терраса сложена здесь среднезернистыми песками (0,2—0,6 мм) и грубыми супесями. Наиболее благоприятные условия для развития эоловых процессов создаются весной при абсолютном преобладании западных береговых ветров, скорость которых нередко достигает 15 м/с и более. При западных ветрах в приземном слое 0—30 см перемещается до 3—5 кг/ч песка, в среднем — 1—1,2 кг/ч. Это близко данным, полученным И. Томасом (I. Tomas) для района м. Кубр во Франции.

На более высокую нагрузку ветро-песчаного потока указывает В. А. Минкявичус. Согласно его данным, на приморских дюнах Прибалтики ветер скоростью около 7 м/с переносит до 13 кг/ч песка, а около 10 м/с — уже 34 кг/ч. По Л. Г. Никифорову, ветер скоростью 4,9 м/с перемещает около 5 кг/ч песка, а 5,7 м/с — до 17 кг/ч. Долговременные наблюдения указывают, что с пляжей Северного Сахалина в море сдувается 33—48 кг/ч материала при скорости ветра около 10 м/с [35]. По приведенным данным можно подсчитать, что в среднем за год в море выносятся около 20—22 м<sup>3</sup>/м песка, в некоторые годы — до 50—60 м<sup>3</sup>/м, и этого достаточно, чтобы берег выдвигался в море на 8—9 м. Подобные данные встречаются и в других работах.

Аналогичные результаты получаются расчетными методами, скажем, с помощью формулы Эртеля [126], которая учитывает скорость и повторяемость ветра, крупность и влажность песка. Все это дает основания для оценки эолового сноса с суши в море в количестве от 10 до 30 м<sup>3</sup>/(м·год) в целом по песчаным берегам Мирового океана.

Выявленная мощность ветро-песчаного потока, поставляющего материал в береговую зону, имеет сложную структуру. Помимо проанализированных выше элементов этой структуры (состав и количество движущегося песка, нагрузка потока в зависимости от скорости ветра и др.), важное значение имеет высота ветро-песчаного потока. В общем она растет с увеличением скорости ветра и уменьшением крупности материала.

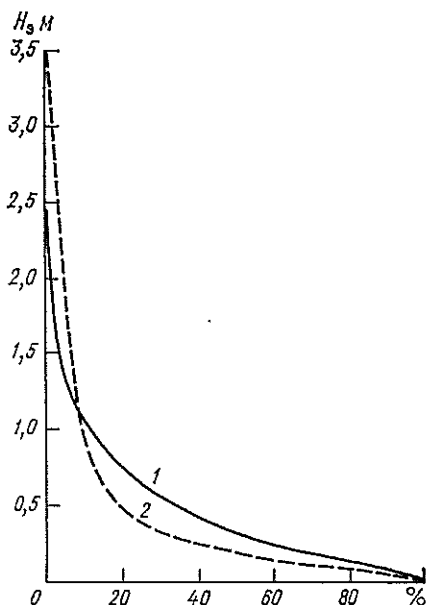
Долговременные стационарные наблюдения на песчаных пересыпях лиманов Черноморского побережья показали, что при скорости ветра 6 м/с почти весь песок движется в интервале приземного слоя 0—30 см, при скоростях 8 м/с — в интервале 0—40 см и при скоростях 12 м/с — 0—70 см, а при скорости 22 м/с — 250 см. На такую же закономерность указывает и Р. Шарп [130], наблюдавший массовое движение песка в приземном слое 0—315 см при скоростях ветра около 30 м/с. Как видно на рис. 29, зависимости идентичны и свидетельствуют об увеличении толщины слоя движу-

щегося песка с возрастанием скорости ветра. Интенсивное перемещение песков с пляжей под действием штормовых ветров (скорости более 15 м/с) происходит в слое до 100 см, а не до 30 см, как считает Миллявичус. Представленные здесь результаты еще раз указывают на высокую продуктивность эолового фактора как одного из приходных элементов баланса осадочного материала.

Картина общей структуры слоя движущегося песка может быть детализирована с помощью данных о распределении материала по разным горизонтам и о составе наносов. Ряд опытов с пескоуловителем ИОАН при умеренных скоростях ветра (до 12—13 м/с) показал, что основная масса наносов (до 52—83 %) перемещается в приземных горизонтах 0—20 см. Причем, эта закономерность отмечается во всех зонах на аккумулятивных формах — на морском пляже, в эоловой и лиманной. Разница состоит в том, что количе-

Рис. 29. Изменение количества наносов по вертикали в ветро-песчаном потоке на участках распространения фракций 0,1—0,5 мм.

1 — по данным Ю. Д. Шуйского (февраль 1979 г., пересыль Бурпасского лимана, Черное море, скорость ветра до 22 м/с);  
2 — по данным Р. Шарпа [130] (берег Калифорнии, США, скорость ветра до 30 м/с).



ство движущегося песка максимально в зоне морского пляжа, меньше — в эоловой зоне и минимально — в лиманной (рис. 30). Характерно сохранение вертикальной структуры ветро-песчаного потока при всех направлениях ветра и независимо от условий подстилающей поверхности (табл. 17). Таблица построена по материалам исследований в летние месяцы, когда повторяемость ветров со скоростью более 4—6 м/с составляет в среднем 10—20 ч в месяц. Таким образом, наши опыты показали, что мощность ветро-песчаного потока достигает в среднем 15—30 кг/ч, как и на берегах Балтийского [100] и Северного [88] морей, Бискайского залива. Зимой, когда средние месячные скорости в 1,5—2,0 раза выше, мощность ветро-песчаного потока может достигать значений, характерных для областей с повышенной штормовой активностью, например на побережьях восточной части США [127] или Охотского моря у северной части о. Сахалин [35].

Материалы исследований однозначно указывают, что с увеличением высоты над земной поверхностью количество наносов

в отдельных горизонтах уменьшается. Повышение скорости ветра приводит к снижению процентного содержания материала в нижних горизонтах и тем ощутимее, чем больше скорости. Это связано с возрастанием роли более высоких горизонтов, хотя абсолютное количество наносов во всех горизонтах растет.

Наиболее крупные и хуже всего отсортированные частицы движутся в приземном горизонте до высоты 0,2—0,3 м. Это подтверждается также наблюдениями М. Е. Бельгибаева [11], Р. Шарпа

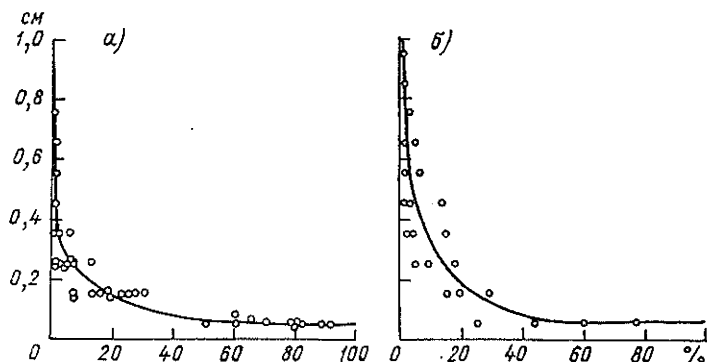


Рис. 30. Зависимость количества перемещаемого ветром песка (в % от общего количества) от высоты над земной поверхностью при скорости ветра 6—13 м/с в зонах эоловых форм (а) и морского пляжа (б) на пересыпях северо-западной части Черного моря.

[130] и И. Томаса и данными табл. 18. В наибольшем количестве в эоловый перенос чаще всего вовлекаются фракции 0,1—0,5 мм (до 98—99 %), причем преобладают частицы 0,25—0,1 мм, как, например, на берегах Балтийского, Черного, Белого морей. В более высоких горизонтах над поверхностью аккумулятивных форм все более растет значение фракций менее 0,1 мм, и на высоте более 50—70 см они составляют до 80—90 % всего количества материала.

Гранулометрические показатели эоловых наносов меняются по сезонам. Автором выяснено, что зимой в эоловый перенос чаще всего вовлекаются частицы менее 0,25 мм, а летом — менее 0,1 мм. Толщина и нагрузка ветро-песчаного потока зимой в среднем на 50—60 % больше летней. Это связано не только с повышением влажности песка на пляжах, как считают В. А. Минкявичус и Н. Н. и Ю. И. Кононовы [35], но и с составом пляжевых наносов в зимний период. В условиях активизации волнового режима значительное количество фракций мельче 0,25 мм смещается на подводный склон и таким образом выходит из-под эолового воздействия. Так же активным является деление частиц наносов по плотности, что в ряде случаев приводит к концентрации тяжелых минералов на пляжах [23].



Таблица 17

Количество переносимого ветром песка [кг/(м·мес)] на разных горизонтах над земной поверхностью при разных направлениях ветра на пересыпи Будаковского лимана

№ горизонта	Высота над поверхностью пересыпи, м	Направление ветра								Всего
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
1	0—0,13	40,56	47,91	29,56	15,87	18,38	3,02	15,20	33,53	204,03 (63,4 %)
2	0,13—0,26	16,21	25,96	10,17	5,94	3,12	0,49	1,72	16,76	80,37 (25,0 %)
3	0,26—0,39	6,53	7,28	3,11	1,88	1,69	0,18	0,25	3,09	24,01 (7,5 %)
4	0,39—0,52	1,99	1,99	0,47	0,30	0,76	0,08	0,14	2,38	8,11 (2,5 %)
5	0,52—0,64	1,06	0,68	0,06	0,16	0,38	0,03	0,11	0,39	2,87 (0,9 %)
6	0,64—0,76	0,38	0,34	0,06	0,08	0,16	0,01	0,02	0,12	1,17 (0,4 %)
7	0,76—0,88	0,35	0,12	0,03	0,08	0,13	—	0,01	0,02	0,74 (0,2 %)
8	0,88—1,00	0,18	0,10	0,01	0,05	0,10	—	0,01	—	0,45 (0,1 %)
	Всего	67,26 20,9	84,38 26,2	43,47 13,5	24,36 7,6	24,72 7,7	3,81 1,2	17,46 5,4	56,29 17,5	321,75 100 %

Таблица 18

Количество различных фракций наносов ( $\frac{\%}{\text{кг}/(\text{м}\cdot\text{год})}$ ) переносимых ветрами разных направлений, на пересыпях лиманов Черного моря

Направление ветра	Размер фракций, мм				Сумма
	>0,5	0,25—0,25	0,25—0,1	<0,1	
Северный	0,24	42,15	57,16	0,45	100
	1,21	214,25	290,83	1,98	508,27
Восточный	0,13	55,31	44,11	0,45	100
	0,55	231,88	184,93	1,89	419,25
Южный	0,42	15,47	82,14	1,97	100
	0,22	8,09	44,92	0,18	53,41
Западный	0,24	58,85	38,54	2,37	100
	0,60	11,23	7,36	0,46	19,11

Процессы эолового разделения наносов по гранулометрическому и минералогическому составу приводят в основном к увеличению крупности пляжевых наносов и поступлению в море мелких фракций. Периодический вынос в море и последующее возвращение материала на пляжи обуславливает глубокую дифференциацию наносов в основном в направлении формирования хорошо отсортированных отложений.

В литературе не встречается попыток оценить общее количество эоловых наносов, ежегодно поступающих с прибрежных аккумулятивных форм в Мировой океан. Однако это необходимо для понимания глобальной роли эолового фактора в балансе наносов береговой зоны. Подобную оценку можно выполнить, исходя из следующих соображений.

Как показано выше, большинство исследователей приводят осредненные годовые количества эолового сноса в море — 5—10 м<sup>3</sup>/м. По натурным экспериментам, такие значения получаются при действии ветров до 10—15 м/с — это чаще всего встречающиеся штормовые скорости над берегами большинства морей.

Длину берегов, подвергающихся активному влиянию эоловых процессов, можно принять по [33]. Оказалось, что протяженность аккумулятивных форм на берегах Мирового океана 132,8 тыс. км. Кроме того, в составе абразионно-аккумулятивных берегов (96,4 тыс. км) примерно 40 % приходится на аккумулятивные формы, т. е. примерно 39 тыс. км. Следовательно, эти формы занимают 135 тыс. км берегов морей и океанов, не считая отдельных малых районов на берегах других типов.

Но не все аккумулятивные формы сложены песчаным материалом, который в основном и перерабатывается эоловыми процес-

сами. По М. Хейсу [113], песчаные наносы в береговой зоне преобладают в основном на широтах от 15 до 60° в обоих полушариях и занимают почти 50 % длины береговой линии на аккумулятивных участках. Поэтому в качестве расчетной можно принять длину песчаных аккумулятивных форм равной 68 тыс. км. Несложно подсчитать, что с них в Мировой океан может поступать:  $68\,000 \times 5(10) = 340 \div 680$  млн. м<sup>3</sup>/год песка. Причем, большая часть этого объема (до 70—80 % от среднего 550 млн. м<sup>3</sup>/год) сносится в безморозный или сухой сезоны и на участках преобладания береговых ветров. Полученная величина на два порядка меньше рассчитанного количества речного и абразионного сноса и на порядок больше полученной Г. А. Сафьяновым [67].

Тем не менее нельзя считать, что все это количество остается в береговой зоне и питает вдольбереговые потоки и толщи прибрежно-морских осадков. Как отмечалось выше, значительное количество золотого материала выбрасывается волнами назад на пляжи после волновой переработки. Эти наносы питают береговые очаги золотой аккумуляции. Для более точного представления о роли эловых процессов в преобразовании осадочного материала в береговой зоне необходимо проанализировать золотый фактор как расходный элемент баланса (см. п. 6.6).

#### 4.3. Роль биогенного фактора в поступлении наносов в береговую зону

Влияние биогенного фактора как источника прибрежно-морского материала определяется в основном развитием фауны: моллюсков и кораллов, в меньшей мере других разновидностей зообентоса, — а также некоторых водорослей [23, 119]. Сафьянов [67] оценивает функции живых организмов как один из «инструментов» формирования прибрежно-морских наносов более широко, поскольку эти функции охватывают не только механическое движение вещества или его трансформации, но и формирование осадков под влиянием консервации органического вещества. Однако консервация органического вещества с помощью химических процессов приводит в основном к формированию осадков за пределами береговой зоны, в условиях застойной среды глубоководной части дна, в лагунах и заливах. Примерами могут служить данные исследований Азовского, Балтийского морей, лагуны Сиваш и др. Подобные условия нехарактерны для береговой зоны, где преобладают механические процессы седиментации. Поэтому в данном разделе рассмотрены преимущественно те проявления биогенного фактора, которые приводят к обогащению береговой зоны обломочным материалом.

По Зенковичу [23], точка зрения которого принята автором, как и многими другими исследователями, биогенные процессы поставляют обломочный материал в береговую зону главным образом в виде ракуши, обломков кораллов и скелетов водорослей.

Биогенные обломки состоят в основном из  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , реже — из других соединений (в частности, кремния).

Условия обитания живых организмов в прибрежном мелководье наиболее благоприятны по сравнению с другими частями Мирового океана [23, 25]. Прозрачность вод, активная аэрация, прогревание и насыщенность питательными веществами способствуют высокой биологической продуктивности.

Из абиотических важным экологическим условием, воздействующим на состав и продуктивность зообентоса, является динамика прибрежных вод. Так, приливные колебания уровня во многом определяют распределение литоральных сообществ и значение литорали в целом как самостоятельной биозоны на приливных морях. Кроме приливных изменений уровня, состав и продуктивность прибрежного зообентоса контролируется силой и постоянством волнового режима. В гидробиологии по степени прибойности выделяется шесть типов берегов [39]:

- 1) закрытые бухты — прибой никогда не бывает;
- 2) полузакрытые бухты, хорошо защищенный берег — прибой бывает очень редко и выражен слабо;
- 3) слабозащищенный берег — прибой частый, но сильно ослабленный относительной удаленностью от открытого моря;
- 4) открытый берег — прибой почти постоянный, но невелик благодаря сравнительно малому разгону волны;
- 5) открытый морской берег — почти постоянный сильный прибой, разгон волны велик;
- 6) открытый океанический берег — непрерывный сильный прибой, разгон волны очень велик.

С увеличением степени прибойности расширяется литоральная зона и потому увеличивается площадь обитания бентосных форм. Их высокой биопродуктивности благоприятствует активная аэрация. Но одновременно сильный волновой поток смывает недостаточно прочно прикрепленные к субстрату живые организмы, вымывает органические вещества из рыхлых осадков, приводит в движение наносы, а в полярных широтах — активно перемещает обломки льда. В связи с этим у открытых берегов в условиях активно действующего мощного прибойного потока создаются в целом неблагоприятные условия для развития организмов и биогенного поступления наносов в береговую зону. Лишь во время очень сильных штормов, способствующих развитию высоких волновых давлений и скоростей течений на глубинах до 15—20 м, на берега поступает значительное количество ракуши и обломков кораллов [16, 25, 37, 138], которые в обычных гидродинамических условиях находятся вне зоны активного волнового влияния.

Различная степень гидродинамической активности, помимо механического воздействия, определяет состав субстрата в береговой зоне. Обычно это условие недостаточно учитывается в науке о берегах при анализе роли биогенов в образовании наносов. Однако оно имеет важное значение и заслуживает самого пристального внимания. Биопродуктивность и видовой состав малакофауны в зна-

чительной мере связаны с крупностью наносов, их волновой подвижностью, степенью сортировки и пр. На защищенных от волн участках наносы обычно заилены, а потому содержание питательных веществ в них повышено [70], что создает благоприятные условия для развития наносообразующих видов зообентоса. На песчаном субстрате, особенно широко распространенном в береговой зоне, инфауна преобладает над эпифауной, но в обстановке высокой активности гидродинамического фактора и она очень бедна. Еще беднее населены участки, покрытые гравийными и галечными наносами.

Значительно разнообразнее и продуктивнее население скалистых и каменистых участков, где широко развиты поселения сестонофагов (морских желудей, устриц, мидий). Большая их часть отмирает, превращается в детрит и в незначительной мере потребляется животными-фитофагами. Поэтому на скалистой и каменистой литорали производится значительно больше биопroduкции, чем потребляется, тогда как на литорали с рыхлыми наносами — наоборот [39]. Так как на такой литорали «пляжеобразующие» представители зообентоса могут достигать 65—90 % суммарной биомассы, то ее можно считать одним из важнейших поставщиков наносов.

Этому во многом способствуют также благоприятные условия, создаваемые эвронными ваннами, расщелинами, гротами, нишами, навесами, обычными для скалистых берегов, в которых развивается особенно обильная биопroduкция, защищаемая от разрушительного механического влияния волн и льда.

Рассмотренные выше некоторые морфологические и литодинамические условия развития прибрежной фауны помогают высказать следующие соображения о роли биологического фактора как источника осадочного материала в береговой зоне. Высокая продуктивность фауны на скалистых, в основном крутосклонных участках характерна для подавляющей части береговой зоны. Как известно [23, 56], крутые участки подводного склона неблагоприятны для накопления наносов, так как даже небольшое волнение вызывает активный снос материала на большие глубины. К тому же у крутых берегов отмечаются высокие значения удельного расхода волновой энергии. Отсюда, скалистые участки с крутым подводным склоном, являющиеся биологически высокопродуктивными, так же интенсивно отдают эту биопroduкцию за пределы береговой зоны, в глубоководные области дна. На бесприливных и малоприливных морях в подобных условиях биогенные обломки накапливаются в основном на внутреннем шельфе, как это имеет место на ряде участков дальневосточных морей, около мурманского побережья Баренцева и Белого морей, напротив берегов Аравии, Африканского Рога и в других районах [6, 27, 30, 55, 71, 75]. В условиях активной приливной деятельности биогенные обломки, как и основная масса терригенного материала, по-видимому, сносятся на внешнюю часть шельфа, а при его малой ширине — на континентальный склон или к его подножию [16, 49].

В полярных и субполярных широтах в береговой зоне биогенный фактор поступления осадочного материала ослаблен главным образом за счет влияния льда [23, 39]. Лед влияет двояко: а) движение отдельных льдин механически уничтожает литоральные сообщества, в том числе и наносопроизводящие виды; б) ледовый припай, особенно там, где он в течение зимы остается почти неподвижным, изолирует обитателей литорали от влияния низкой температуры в период отлива и губительного влияния зимних штормов. Следовательно, положительное влияние льда заключается в задержании основного количества биогенного материала в береговой зоне на местах обитания, хотя частично этот материал выносится льдом из береговой зоны в период таяния.

Для обитателей литорали наиболее благоприятен мягкий океанический климат с незначительными сезонными и суточными перепадами температуры воздуха, влажным нежарким летом и мягкой зимой. В таких условиях находятся районы у островов Командорских и Курильских, Исландия и Ирландия, в южной части Балтийского моря, у островов Кергелен (Индийский океан) и Маккуори (Тихий океан) и др. В подобных районах литораль богата и биогенный фактор является важным поставщиком наносов в береговую зону.

Высокой биологической продуктивностью отличаются коралловые сообщества [71, 101, 104]. Она в 20—100 раз выше, чем в пелагиали тропической зоны океана и на порядок больше продуктивности моллюсков литорали на коренных берегах. Площадь, которую занимают коралловые рифы только в Тихом океане, соизмерима с площадью Австралийского материка. Коралловые сообщества не только питают береговую зону обломками коралловых построек, но и создают благоприятные условия для обитания и других видов рифостроителей.

На коралловом рифе обычно обитает 30—50 видов мадрепоровых кораллов, 30—40 видов известковых водорослей (красных и зеленых), десятки видов моллюсков и др. [71]. Процесс образования скальной конструкции рифа включает две последовательные стадии. Вначале массивные кораллы (*Favia*, *Siderastrea*, *Hidropora*) или кораллы, имеющие массивные и прочные отростки (*Porites*, *Acropora*, *Posillopora*), создают скелетную основу растущей части рифа. Характерно, что на этой стадии кораллы дают мало обломочного материала и потому с растущих рифов в береговую зону поступает минимальное количество обломков [109]. Вторая стадия формирования скелетной конструкции рифа состоит в цементировании скелетной основы и превращении ее в сплошное монолитное образование. Эта функция выполняется в основном красными известковыми водорослями (*Lithotamnium*, *Porolithon*, *Peyssonella*) известковыми губками (*Astrasclera*), моллюсками (*Tridacna*, *Vermetidae*) и др. На второй стадии развития начинается активное поступление карбонатных обломков в море.

В литературе по динамике берегов неоднократно отмечалось, что подавляющее количество наносов образуется при разрушении

кораллов [23, 30, 42, 43]. Поэтому основное внимание уделяется именно анализу развития этого вида морских организмов. В действительности, как выяснилось новейшими гидробиологическими исследованиями в тропической зоне океана [70, 71, 108, 109, 138],

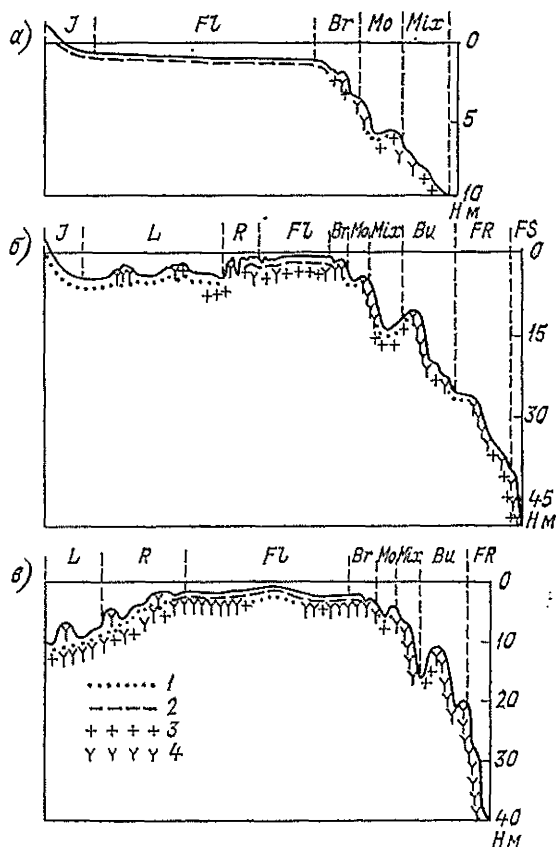


Рис. 31. Поперечный морфологический профиль и зональность рифов [71].

а — береговой риф о. Титиа (Фиджи); б — барьерный риф около о. Тувута (Фиджи); в — наветренный риф атолла Конфликт (Новая Гвинея). Зоны: J — прибрежный пляж; L — лагуна, глубина 2—20 м; R — внутренний край рифа, глубина 1—3 м; FL — рифовая платформа «риф-флэт»; Br — зона обрушения волн, глубина 1—3 м; Mo — рифовый ров, глубина 3—5 м; Mix — зона обильного роста кораллов, глубина 4—8 м, активное перемешивание вод; Bu — зона самого быстрого роста кораллов, глубина 8—20 м; FR — зона предрифа, глубина 20—40 м. 1 — коралловый песок; 2 — скальный риф-флэт; 3 — отмершие кораллы и крупнообломочный материал; 4 — живые кораллы.

основную массу карбонатной породы рифа образуют известковые водоросли (*Amphirhoa*, *Corallina*, *Goniolithon*, *Halimeda*). Скорости образования ими известкового вещества гораздо выше. К тому же и площади, занимаемые кораллами на рифах, меньше: живые кораллы занимают не более 30—50% в зонах активного роста и менее 5% на рифлэте от площади скальной поверхности рифа (рис. 31). По данным А. С. Ионина и др., прибрежные биогенные осадки вокруг Кубы содержат не более 20—30% кораллового детрита и часто более 30% остатков известковой водоросли *Halimeda*.

Для понимания роли биогенного фактора в поступлении обломочного материала в береговую зону важно знать биопродуктивность зообентоса. Продуктивность обычно исчисляется в г/м<sup>2</sup>.

В литературе недостаточно данных по биологической продуктивности, что не дает возможности с необходимой полнотой проанализировать роль зообентоса в развитии береговой зоны. Наибольшую популярность получили материалы исследований советских ученых в Азовском море, в меньшей мере — в Черном и Каспийском морях [6, 23, 42].

Согласно данным А. А. Аксенова [6], в береговую зону Азовского моря поступает 150—200 тыс. т/год ракуши. Если принять, что прибрежные мелководья занимают  $\frac{1}{5}$  часть дна, то с площади примерно 8 тыс. км<sup>2</sup> продуцируется в среднем до 1875—2500 г/м<sup>2</sup> биогенного материала. Это довольно большая величина, и потому главным компонентом наносов в береговой зоне Азовского моря является ракушка. Преобладающими являются *Cardium edule* и *Synthesmia ovata*.

Менее продуктивен наносообразующий зообентос в верхней части шельфа Черного моря [12] — в северо-западной части в среднем до 400—500 г/м<sup>2</sup>. Стационарные наблюдения на пробных площадках в литоральной полосе (глубины до 1—3 м) показали, что плотность отдельных экземпляров моллюсков составляет обычно десятки особей на 1 м<sup>2</sup>, максимум — до 120—160 экз/м<sup>2</sup>. Биомасса колеблется от 5 до 1000 г/м<sup>2</sup>. Преобладают биоценозы с *Mitilus*, *Mya*, *Cardium*, *Solen*, *Donax* и др. Более низкая биомасса по сравнению с Азовским морем объясняется повышенной степенью прибойности, менее заиленным пляжевым субстратом, более частыми заморами. Правда, в местах расположения мидиевых и устричных банок плотность достигает десятков тыс. экз/м<sup>2</sup>, а продуктивность — десятков кг/м<sup>2</sup> [27].

Основную часть ракушечного материала на Балтийском море образуют биоценозы литорины, но их продуктивность значительно ниже, чем на Черном море, и составляет в среднем около 100 г/м<sup>2</sup> [15].

В прибрежных водах Белого и Баренцева морей преобладают двухстворчатые моллюски *Astarte elliptica*, *Astarte moniaqui*, *Yoldia hyperborea*, *Nuculana perhula* и др. [15, 27]. В прибрежных районах их продуктивность невелика — обычно десятки г/м<sup>2</sup>, хотя нередко, в основном в заливах и на непривливаемых участках достигает 150—200 г/м<sup>2</sup> и более. Как и на Черном море, хорошо выражена зависимость продуктивности от волновых, приливных, грунтовых условий.

Обильна фауна наносообразующих форм прибрежной зоны дальневосточных морей. Экологические условия характеризуются постепенными и небольшой амплитуды колебаниями температуры от дня к ночи и по сезонам года, как, например, на литорали Южного Сахалина, восточного побережья Японского моря, Тихоокеанского побережья Камчатки, Командорских островов [16]. На некоторых участках, правда, активная приливная деятельность, подвижный лед, грубые валунно-галечные отложения могут существенно понижать роль зообентоса как источника наносов. Особенно



губительны цунами, на долгое время выводящие биогенный фактор из ряда наносообразующих источников.

По имеющимся данным [12, 55, 75], продуктивность биоценозов чаще всего от 20 до 1500 г/м<sup>2</sup>, в среднем — 300—500 г/м<sup>2</sup>. Из них 70—80 % приходится на наносообразующие *Tellina*, *Mya*, *Siliqua*, *Macoma*, *Yoldia*. Это несколько выше, чем в условиях ярко выраженных приливных литоралей Белого моря, но ниже, чем на неприливных литоралях Черного и Балтийского морей.

Богата фауна моллюсков в тропических широтах, в благоприятных условиях скального субстрата, ослабленной волно-приливной деятельности, особенно в областях апвеллинга. В Тихом и Индийском океанах в пределах литорали (глубины до 2 м) преобладают *Tectarius*, *Littorina*, *Nerita*, *Conus* и др., а также хитоны. Они тяготеют к акваториям между барьерными рифами и берегом. Их продуктивность достигает значительных величин, например у берегов Калифорнийского залива биомасса одних только хитонов составляет около 40 г/м<sup>2</sup> [108]. Продуктивность голотурий еще больше, в частности *Ophiodesma spectabilis* около о. Оаху (Гавайский архипелаг) достигает 10 экз/м<sup>2</sup> или 3000 г/м<sup>2</sup>, и более, а *Holothuria difficilis* в лагуне атолла Эниветок — более 100 экз/м<sup>2</sup>, биомасса до 10 кг/м<sup>2</sup> [70]. Еще выше продуктивность ветвистых и массивных форм кораллов *Porites compressa*, *Acropora*, *Diploria*, *Seriatopora* и др., максимальная биомасса которых достигает 125 кг/м<sup>2</sup>, причем на скелетную их часть приходится до 120 кг/м<sup>2</sup>.

В биологических сообществах коралловых рифов больших размеров достигают брюхоногие и двустворчатые моллюски *Tridachna*, *Placobranchus*, *Tridacna*, *Hippopus* и др. Эти и некоторые другие организмы (губки и полихеты) обладают высокой фильтрационной способностью — до 600 л на 1 г органического углерода тела в сутки. Поэтому их рост очень быстрый, а масса, например тридакн, может достигать 250 кг при длине до 1 м. Крупными размерами отличаются и моллюски-тритоны — длина их раковин около 10—15 см.

На внешнем, обращенном в открытый океан склоне коралловых построек (см. рис. 31), несмотря на активное действие волн, отмечаются высокие темпы роста. Они связаны с высокой аэрацией прибрежных вод, поступлением большого количества растворенных питательных веществ, повышенной освещенностью. В гротах и пещерах наносообразующие животные защищены от действия прибоя. Поэтому, согласно данным А. Н. Голикова и др., Ю. И. Сорокина, П. Глинна [108], Т. и Н. Горэ [109] и др., в оптимальных условиях роста за 2—3 года колонии кораллов вырастают до 10—20 см в диаметре, удваивая свои размеры за год. Средний возраст колоний на глубинах 1—20 м — около 5 лет, максимальный — до 140 лет.

На такие же высокие скорости роста кораллов указывала и группа участников экспедиции на НИС «Дмитрий Менделеев» в 1971 г. Нарастание ветвистых кораллов составляет до 2,5—4,0 см/год, но поверхности рифов — только от 50 до 200 см за сто-

летие. Анализируя материалы К. О. Эмери (К. О. Emery), В. С. Медведев и др. так различают процессы нарастания коралловых рифов:

1) скорость роста отдельных организмов колонии — менее 14 мм/год;

2) скорость роста рифов в послеледниковое время — менее 0,91—1,33 мм/год;

3) скорость накопления органического вещества — менее 14 мм/год;

4) скорость накопления лагунных осадков по  $C^{14}$  — менее 3,8 мм/год.

Приведенные скорости нарастания различных элементов коралловых рифов показывают, что современная биопродуктивность отдельных форм значительно выше многолетних темпов роста рифов. Это вполне естественно, так как за длительное время рифы испытывают влияние крупных штормов, волн цунами, рифовые известняки — процессов выветривания, истирания, растворения. Это касается не только коралловых рифов, но и других представителей наносообразующего зообентоса в различных широтах. Кроме того, как источники наносов живые организмы влияют на вторичную переработку осадочного материала, в частности детритофаги.

Процессы выветривания наиболее действенны в пределах коралловых рифов. Они приводят к снижению прочности рифовых известняков, что способствует довольно высоким скоростям отступания берегов даже при слабых волнениях и очень редких тропических ураганах. Так, малопрочные известняковые берега о. Барбадос абрадируются на несколько сантиметров в год [96], рифовые постройки на кенийском побережье Индийского океана — на 0,3 м/год, а рифовые террасы на некоторых островах Зондского архипелага — до 1,1—1,2 м/год.

Согласно определениям прочности обломков ветвистых кораллов с островов Мальдивских, Малых Антильских и Новая Каледония, усилие на одноосное сжатие составляет до 250—350 Н/см<sup>2</sup>, реже — до 1300 Н/см<sup>2</sup>. Следовательно, их прочность дает возможность отнести основную их массу к полускальным породам. У этих пород очень высоки темпы истирания (см. гл. 6), обычно до 20 % в год. Следовательно, можно принять, что до 20 % от количества поступающих в береговую зону обломков, задерживающихся на пляжах и подводном склоне, преобразуется в карбонатную взвесь и удаляется течениями в открытый океан. Примерно такие же темпы истирания раковин моллюсков, в частности *Mitilus*, *Ostrea*, *Venus*, *Yoldia*, *Didacna*, *Littorina* и др. [6, 23].

Отсюда следует, что районы береговой зоны, питающиеся преимущественно талассогенным обломочным материалом, являются мощными источниками карбонатной взвеси, уходящей в глубокую водную часть дна водоемов. Взвешенный материал сносится даже при небольших волнениях или приливными течениями в отсутствии волнений. Но во время особенно сильных штормов процессы выноса обломочного материала резко активизируются, как это

было, например, на атолле Фунафути и других в Тихом и Индийском океанах [5, 37].

А. А. Аксенов [5] указывает, что шторм, подобный разразившемуся 21—22 октября 1972 г., во всех юго-западных районах Тихого океана приводит к исключительно сильным разрушениям. Только на образование штормового вала длиной 19 км и высотой 4 м ушло примерно 3,8 млн. м<sup>3</sup> обломков на одном лишь атолле Фунафути. Как правило, береговые накопления составляют меньшую часть мобилизованного штормами обломочного материала. Следовательно, только с одного атолла в открытую часть океана были вынесены десятки миллионов кубических метров карбонатного материала. Сходные данные получены Д. Стоддартом [138] по Карибскому бассейну в результате исследований последствий действия ураганов Офелия и Хатти в 1961 г.

Таким образом, само по себе развитие коралловых построек любой продуктивности еще не означает, что их обломки будут входить в состав донных осадков. Исследование действия волн, в частности ураганных и цунами, в береговой зоне важно и для понимания процессов распределения карбонатного осадочного материала в водных бассейнах в целом. Вынос обломочных карбонатов в море обычно нехарактерен для абразионных процессов, но в ряде районов, например тропической зоны, он может быть существенным.

Коралловые постройки в береговой зоне океанов и морей подвергаются мощному процессу химического растворения, что в общем усиливает волновую абразию [43]. Усиление интенсивности абразии повышает количество сносимого в море обломочного материала. Однако в ряде случаев коры выветривания рифовых карбонатных пород на атоллах и барьерных рифах покрываются защитными латеритовыми корками, которые резко снижают разрушение пород.

Приведенные выше данные об условиях развития, продуктивности и особенностях поступления в береговую зону биогенного обломочного материала показывает, что биогенные обломки играют важную роль как источник наносов в любых широтах, исключая крайние полярные. Они повсеместно входят в состав современных прибрежно-морских наносов и могут быть единственным компонентом наносов, как, например, на некоторых береговых формах Азовского, Черного, Японского, Средиземного морей, на атоллах и береговых террасах океанов. Однако для распределения биогенных обломков характерна очаговость, и потому не так уж часто встречаются районы, где в составе наносов повышено содержание биогенных обломков.

В настоящее время трудно определить суммарное количество обломочного карбонатного материала биогенного происхождения, образующегося в береговой зоне Мирового океана. Г. А. Сафьянов [67] подсчитал, что ежегодное накопление этого материала, согласно поступлениям растворенных веществ из рек, составляет порядка 0,9 млрд. т. Очевидно, в данном случае подсчитана валовая

продукция, но в действительности по пробам прибрежно-морских наносов обычно фиксируется чистая продукция (валовая минус механические, химические и биологические потери), а она еще меньше. Поэтому приведенная Сафьяновым величина, видимо, завышена, и в прибрежно-морских условиях образуется намного меньше биогенных обломков.

Вывод о более скромной роли биогенного фактора как источника осадочного материала можно подтвердить прямыми расчетами, правда, очень приближенными. Примем, что длина берегов, вдоль которых наиболее активно развивается зообентос, составляет 400 тыс. км, т. е. несколько больше половины длины берегов Мирового океана [33]. Ширина зоны активного развития зообентоса, минеральную часть которого волны могут беспрепятственно отделять от дна, по-видимому, в среднем не превышает 1000 м. На этой площади ( $4 \cdot 10^{11}$  м<sup>2</sup>) продуктивность минеральных обломков принимаем примерно 200 г/м<sup>2</sup>. Отсюда общее количество биогенного обломочного материала, которое потенциально может войти в состав прибрежных и глубоководных наносов, равно 80 млн. т/год. Это значение на порядок меньше полученного Сафьяновым.

Если даже считать, что биогенный обломочный материал одинаково интенсивно продуцируется вдоль всех берегов Мирового океана, а ежегодная его продукция больше в 2—3 раза, то и в этом случае получим величину, по крайней мере вдвое меньшую, чем в работе [67].

Наибольшее количество биогенного материала участвует в наносообразовании в береговой зоне на обширных мелководьях внутренних и окраинных неприливных и слабоприливных морей умеренной и тропической зон, где волновой режим не очень суров, и особенно повсеместно на материковых и островных берегах тропической зоны. Поэтому, в отличие от абразионных процессов, распределение продуктивности биогенных обломков характеризуется элементами широтной зональности.

#### 4.4. Ледовый фактор поступления материала в береговую зону

В целом действие ледового фактора как поставщика осадочного материала в береговую зону несущественно.

По-видимому, материал может переноситься к берегу двумя путями: со смежных участков плавучим морским льдом и материковым льдом с суши. Первый путь вероятен во всех широтах, где прибрежные воды замерзают и образуется достаточно мощный лед. Второй путь имеет место лишь в районах современного материкового оледенения.

Замерзание прибрежных вод сопровождается насыщением ледовой толщи обломочным материалом. О способах насыщения см. в п. 6.7, отметим лишь, что максимальное содержание минеральных включений в лед обнаруживается в конце зимы, в условиях

очень отмелого подводного склона и интенсивного эолового сноса с суши, в том числе и эоловой пыли. В результате до 5—6 %, иногда даже более объема льда приходится на минеральные включения.

Осенью и весной в полярных широтах и в течение всей зимы в умеренных широтах в прибрежной зоне происходит неоднократное вскрытие. При береговых ветрах льдины с содержащимся в них осадочным материалом могут выноситься в море или перемещаться вдоль берега. Ушедший в море лед может растаять, и в этом случае вмерзший в него материал навсегда потерян для береговой зоны. Нерастаявшие льдины могут возвратиться к берегу. Если такое возвращение приходится на период таяния льдов, то принесенный материал входит в состав прибрежно-морских наносов. Возвращение льда на участок, откуда он был вынесен ранее, не приведет к потере наносов. Но если лед придет на другие участки, то для первого это будут потери наносов, а для вторых — поступление. В подобных случаях потери и приобретения окажутся локальными, но в целом для береговой зоны водоема произойдет лишь перераспределение, но абсолютных потерь не будет.

К сожалению, подобные особенности перераспределения наносов с помощью льда обычно не привлекают внимания исследователей морских берегов [30, 43]. Тем не менее даже на Черном море, в Джарылгачском заливе, наблюдались пришедшие с других участков льдины, содержащие до  $15 \text{ м}^3/\text{м}$  наносов (концентрация около 6—7 %). Конечно, подобные явления для Черного моря не часты, но для полярных морей их необходимо учитывать как важный фактор перераспределения наносов в береговой зоне.

Второй путь поступления обломочного материала проанализирован в литературе достаточно полно. Роль материкового льда в сносе осадочного материала с суши в Мировой океан рассмотрена А. П. Лисицыным и Л. Г. Бондаревым. Их данные Г. А. Сафьянов использует для определения вклада твердого стока ледников в береговую зону. Эти авторы нашли, что процессы денудации в областях современного покровного оледенения обуславливают поступление в океан 1,5—2,3 млрд. т/год обломочного материала с учетом ледового стока с Антарктиды, Гренландии и островов Арктики. Для береговой зоны ледниковый сток значительно меньше, согласно [67], всего 10 млн. т/год при условии, что средняя интенсивность седиментации составляет 20—25 т на  $\text{км}^2/\text{год}$ , средняя ширина береговой зоны 1 км, а длина берегов с ледниковыми покровами равна 38,5 тыс. км.

Методика и результаты приведенных здесь расчетов требуют разъяснений применительно к роли ледовой денудации в поставке обломочного материала в береговую зону.

Прежде всего надо отметить, что Лисицын и Бондарев производят свои расчеты применительно к объяснению процессов осадкообразования за пределами береговой зоны. Но для оценки применительно к береговой зоне эти расчеты не подходят. Действительно, вдоль большинства берегов с ледниковыми покровами,

особенно в Антарктиде и Гренландии, лед обламывается и переходит в плавучее состояние преимущественно на глубинах нескольких десятков метров, за зоной возможного активного воздействия морских волн на дно моря. Таяние льда, а следовательно, и выпадение обломочного материала происходит еще дальше от берега, а не на расстоянии 1—2 км от коренного берега. Поэтому твердый сток материковых льдов разгружается именно в глубоководной части водных бассейнов, а береговую зону он проходит транзитом. Следовательно, прав Лисицын, когда прямо связывает ледовый сток со скоростями осадконакопления в пелагиали. Даже если льдины материкового происхождения вновь возвращаются к берегу, то и в данном случае их роль как источников наносов в береговой зоне ограничена. Например, в условиях очень отмелых подводных склонов арктических морей ледяные глыбы и поля чаще всего не достигают береговой зоны, поскольку в виде ста-мух садятся на дно далеко от берега [30]. В связи с этим расчеты Сафьянова неоправдано завышены.

Но даже если обратиться к возможности питания береговой зоны материалом ледового твердого стока, например у берегов Новой Земли или Гренландии, то и в этих случаях нужно признать расчеты Сафьянова неверными. Он исходит из того, что интенсивность поступления «ледовых осадков» в береговой зоне на порядок выше значения, принятого Лисицыным для пелагиали. По Лисицыну, она равна 10 см/1000 лет, на 1 м<sup>2</sup> отлагается 0,1 м<sup>3</sup> обломочного материала, или 0,2 т/1000 лет при плотности 2 т/м<sup>3</sup>. Таким образом, следуя ходу рассуждений Сафьянова, на 1 м<sup>2</sup> подводного склона береговой зоны отлагается 0,2 кг/год, а на 1 км<sup>2</sup> — 200 т/год, а не 20—25 т, как принимает в своих расчетах этот автор. Если еще эту величину поднять на порядок, то получится огромная цифра — 2000 т/год на 1 км<sup>2</sup>. С ней вряд ли можно согласиться, поскольку в районах ледового осадкообразования нигде подобной интенсивности не наблюдается.

Изложенное выше дает основание считать, что ледовый фактор как поставщик осадочного материала в береговую зону морей и океанов заметен на отдельных участках и в целом является локальным. Общего значения он не имеет. Сам по себе ледовый фактор связан лишь с действием морских льдов и наиболее действителен в роли расходного элемента баланса осадочного материала в береговой зоне.

#### 4.5. Роль вулканических извержений в питании береговой зоны осадочным материалом

В настоящее время в литературе утвердилось мнение о подчиненном значении вулканических извержений как источника наносов береговой зоны [23, 42, 67]. Однако обоснование этого вывода требует существенных уточнений.

Прежде всего специальная литература не рассматривает типы вулканических извержений на побережьях морей и океанов, но это необходимо для понимания баланса осадочного материала, поскольку типы извержений прямо влияют на продуктивность вулканического источника. Так, взрывная деятельность вулканов обуславливает непосредственный снос в береговую зону огромного количества материала за очень короткий промежуток времени: во время таких извержений происходит взрыв, сопровождающийся колоссальными выбросами ювенильного материала. Например, Г. С. Горшков и Ю. М. Дубик, описывая извержение вулкана Шивелуч, определили объем отложений направленного взрыва в  $1,5 \text{ км}^3$ . Подавляющая часть изверженного материала отложилась на расстоянии до 10 км от кратера на площади  $98 \text{ км}^2$ , а мощность сплошного покрова вулканогенного материала колебалась от нескольких до нескольких десятков метров.

Ю. Б. Зонов приводит устное сообщение И. И. Гущенко, по которому взрыв вулкана Безымянного на восточном побережье Камчатки 30 марта 1956 г. наряду с агломератовым материалом в количестве 2400 млн. т отложил на большой площади около 150 млн. т пепла. Интенсивность пеплопада в 80 км от вулкана превышала  $7,5 \text{ кг/м}^2$  в час. Подобные примеры приведены в работах В. И. Влодавца [13] и Е. К. Мархинина [47].

Взрывная деятельность активно проявляется на Курильских островах, например на Онекотане, Шиадоктане, Итуруп, Кунашире и др., а также на островах Хонсю, Рюкю [25, 61]. На о. Парамушир вулканом Чекурачки было выброшено около  $1 \text{ км}^3$  пепла, а в 12 км от его кратера пепел образовал на местности сплошной слой толщиной не менее 40 см. Еще более мощными были вулканические выбросы при взрывах кратеров Сарычева на о. Матуа (Курильские острова) в 1964 г. и Сент-Хеленс у восточного побережья Тихого океана (США, штат Вашингтон) в 1980 г.

Примеры взрывной деятельности вулканов можно продолжить, но и так ясно, что они активно пополняют поверхность Земли обломочным материалом. Вместе с тем не всегда вулканические взрывы в полной мере обеспечивают береговую зону кластическим материалом. Важное значение имеет направленность взрыва. Если ось взрыва направлена в сторону суши, то такие извержения менее продуктивны для береговой зоны в сравнении с взрывами, ось которых направлена в сторону моря. При этом продуктивность вулканического источника тем больше, чем ближе к морю расположен кратер вулкана.

Роль взрывного извержения как источника материала связана также с направлением, скоростью и продолжительностью ветров во время извержения. Если длительно действующий ветер с высокими скоростями направлен в сторону моря, то в этом случае вулканогенный источник окажется наиболее продуктивным.

Рассмотренные здесь закономерности относятся к побережьям материков и крупных островов. Расположенные на них вулканы могут, по-видимому, потенциально дать в море не более 50 % из-

верженного материала, поскольку столько же обычно откладывается и на суше [17]. Иное дело вулканы, расположенные на небольших островах. Здесь практически весь обломочный материал поступает в море.

Интенсивность поступления вулканогенного материала в море должна быть очень высокой, поскольку большинство действующих вулканов находится на мелких островах Тихого и Атлантического океанов, Средиземного и Карибского морей. На Алеутских островах 11 вулканов извергалось в текущем столетии (Богослов, Канаги, Юнаски и др.), на Марианских островах — 4 вулкана, на западной гряде островов Самоа — 5, на Чатаме, Джеймсе и других полинезийских островах этого района — около 10 [25].

Почти все мелкие вулканические острова представляют собой конусы, поднимающиеся с больших глубин морей и океанов, а потому уклоны подводного склона на них достаточно крутые. Наносы в условиях активной волновой деятельности в основном постоянно сваливаются за пределы береговой зоны и не входят в состав прибрежно-морских толщ осадков [29]. Подобное явление характерно и для крутых подводных склонов атоллов и барьерных рифов, горных побережий, устьевых областей и его необходимо учитывать при расчетах баланса осадочного материала в береговой зоне.

Следовательно, около берегов мелких вулканических островов, несмотря на обильные источники осадочного материала, задерживается мало продуктов вулканических взрывных извержений. В то же время, в море около материковых берегов роль извержений как одного из приходных элементов баланса выше в связи с менее крутыми уклонами и большей шириной подводного склона.

На многих побережьях Мирового океана широко развита эффузивная деятельность вулканов. Ее результатом являются языки лавовых потоков способных существенно менять контуры береговой линии, рельеф надводной, а иногда и подводной части береговой зоны.

Широко известны лавовые потоки на берегах Гавайских островов в частности на о. Гавайи. Находящийся в северо-восточной части острова вулкан Мауна-Кеа за последние полторы сотни лет извергался в среднем один раз в 7 лет, но только в нескольких случаях лавовые потоки заметно преобразовали берега. Судя по результатам многократной наземной и аэрофотосъемки, берег может выдвигаться в море на расстояние до 200—300 м по фронту до 30—40 км [133]. Расположенный к югу от Мауна-Кеа вулкан Килауэа менее активен — за последние 170 лет он извергался в среднем один раз в 9 лет, но мощность лавовых потоков у него больше. В целом каждое крупное излияние лавы, достигнув берега, увеличивает площадь суши на несколько гектаров.

Широко известным примером развития вулканогенного берега является эволюция о. Иоанна Богослова, приведенная Ф. Шепардом и Г. Уонлессом [[133], с. 445]. Остров был открыт русскими мореплавателями в 1769 г. и имел вид скалистого рифа. К 1796 г.



подводное извержение привело к образованию трех вулканических конусов, которые активно разрушались волнами. В четверти мии от старого скалистого рифа возник новый большой конус. К 1823 г. его высота достигла почти 120 м, а объем надводной части — почти 4,5 км<sup>3</sup>. Затем в течение 60 лет остров активно разрушался волнами и был полностью уничтожен. На месте былых конусов в 1882—1883 гг. образовался о. Новый Богослов. Его высота составила более 150 м. Он также быстро абрадировался, но его полному уничтожению воспрепятствовало извержение 1906 г., после которого сформировался конус Меткалф Пик. Извержение 1907 г. привело к образованию еще более высокого (до 170 м) пика Мак-Кулоч, а извержение 1909 г. — пика Тахома. Позже было еще несколько излияний лавы, но более мелких, и в этой борьбе победу одерживали волны — к 1931 г. они разрушили более 80 гектаров новой территории.

Подобные явления произошли совсем недавно к югу от Исландии, юго-западнее о. Хэймэй. В ноябре 1963 г. начал действовать подводный кратер, из которого на поверхность морского дна стало поступать настолько много лавы и тефры, что образовался о. Сэртсэй. В феврале 1964 г. на острове открылся второй кратер, и с этого времени интенсивность эффузивного процесса составила до 40 м<sup>3</sup>/с вулканогенного материала, т. е. за сутки в течение двух недель на образование острова уходило около 3,5 млн. м<sup>3</sup> материала [124]. На соседних конусах интенсивность поступления лавы и тефры была значительно меньше, а затем и вовсе прекратилось. Четыре конуса из пяти были размыты волнами. На Сэртсэе извержение продолжалось до июля 1967 г. Его длина достигла 2000 м, ширина 1700 м, высота 160 м.

Одновременно с возникновением острова началась быстрая абразия его берегов. Скорости абразии достигали 140 м/год, в среднем 75 м/год с ноября 1963 г. по июнь 1967 г. Высота клифа составляла — 10—15 м, поэтому такой маленький участок берега только за год (1967—1968 гг.) дал более 2 млн. м<sup>3</sup> обломочного материала [124].

Как видно на примере островов Гавайских, Иоанна Богослова и Сэртсэй, эффузивная деятельность в береговую зону, как и в Мировой океан в целом, непосредственно материал не поставляет. Эффузивные процессы создают новый, неустойчивый профиль береговой зоны, что активизирует или просто приводит в действие абразионные процессы, а уж эти последние и поставляют материал в водные бассейны. В приведенных примерах трудно говорить о береговой зоне, поскольку она может так и не сформироваться в связи с полным размывом островов. Но там, где вулканические острова существуют достаточно длительное время, основное количество осадочного материала поступает на большие глубины, а у берега из-за очень крутых подводных склонов (до 40—50°) остается лишь несколько процентов кластических обломков.

Новый, «вулканогенный», профиль подводного склона после извержений подводных вулканов создает очаг активного сноса

терригенного материала в моря и океаны. Таких очагов в Мировом океане много. Приведем пример высоких скоростей сноса.

До извержения в августе 1952 г. абразия клифов на о. Сан-Бенедикто (о-ва Ревилья-Хихедо, Мексика) обуславливала поступление в Тихий океан до  $10\text{—}15 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$  осадков, поскольку клифы отступали на  $0,5 \text{ м/год}$ , а их высота составляла  $20\text{—}25 \text{ м}$ . В декабре 1952 г. вулкан стал активно извергать трахитовую лаву.

В результате образовалась лавовая дельта, выдвинувшаяся в океан на  $270 \text{ м}$  на глубины  $10\text{—}12 \text{ м}$ . Далее, образование конуса Барсена высотой до  $335 \text{ м}$  отодвинуло берег еще на  $650 \text{ м}$ . До марта 1953 г. было выброшено  $270 \text{ млн. м}^3$  пепла и  $27 \text{ млн. м}^3$  лавы. Скорости абразии увеличились в  $15$  раз [128].

При извержениях вулкана Сан-Бенедикто на дно океана попало незначительное количество пепла и лавы, примерно  $10\%$  общего объема. Но эффузивный материал нарастил берег, образовался крутой подводный склон, уходящий подножием на  $20 \text{ м}$ . Поэтому крупные океанские волны получили возможность действовать на берега во всю силу, и это резко активизировало абразию, особенно в первое время. В период формирования лавовых выступов берега о. Сан-Бенедикто отступали до  $35\text{—}45 \text{ м}$  в месяц, пока к середине ноября 1952 г. не появился клиф и подводная абразионная терраса. В октябре—ноябре 1952 г. берег отступал уже со скоростью до  $1 \text{ м/сут}$ , в апреле—мае 1953 г. — на  $0,3 \text{ м/сут}$  и в сентябре — на  $0,18 \text{ м/сут}$ . Соответственно приведенный к годовому периоду снос материала из клифов составил от  $1825$  до  $50 \text{ м}^3/\text{м}$ , т. е. на два порядка меньше, чем в начале извержения, и в  $3\text{—}5$  раз меньше спустя  $1,5$  года.

Об аналогичных явлениях свидетельствует и эволюция о. Фалькон в архипелаге Тонга [25]. Только за прошедшее столетие он поднимался над водой несколько раз, но волны срезали конус. В  $1878 \text{ г.}$  он возвышался над водой на  $75 \text{ м}$ , но уже в  $1898 \text{ г.}$  был уничтожен абразией и превратился в подводную банку, что схоже с развитием и других вулканов, например соседних с Сэртсеем конусов Суртла, Сиртлингур и Йолнир. Последующие извержения нарастили Фалькон к  $1927 \text{ г.}$  до  $110 \text{ м}$  над уровнем моря, но сейчас на его месте опять находится подводная банка.

Сравнивая проанализированные способы поступления вулканического материала в береговую зону, можно заметить, что эксплозивная деятельность поставляет материал сразу в береговую зону и данный процесс оканчивается вместе с окончанием извержения. Эффузивная деятельность меняет сложившийся исторически профиль береговой зоны, чем резко активизирует абразию. Поэтому интенсивность сноса определяется теми же причинами, что и абразионный снос вообще. В целом темпы поступления ниже, чем в случаях эксплозивной деятельности, но зато продолжительность сноса во много раз больше — до момента выработки профиля равновесия или полного уничтожения вулканического конуса. Суммарное поступление материала при эксплозивных извержениях, видимо,

составляет около половины объема изверженного материала, осаждающегося на поверхность береговой зоны, а эффузивных — примерно в объеме надводной части конуса.

Объемы поступления вулканогенного материала в районах разрушения конусов, вероятно, очень велики, намного больше, чем указывается в литературе [17, 44, 67]. Только в одном районе активной вулканической деятельности к югу от Исландии на площади  $28 \times 37$  км, т. е. несколько больше  $1000 \text{ км}^2$ , расположено около 60 подводных конусов (рис. 32). Объем каждого из них в надводном положении достигал в среднем 250 млн.  $\text{м}^3$ . В подобных районах повторяемость извержений довольно частая и составляет не менее 1 раза в 15—20 лет.

Объем надводной части вулканов дает представление лишь о минимальном количестве поступившего в море материала. На месте размытых подводных вулканов, например к югу от Исландии, рас-

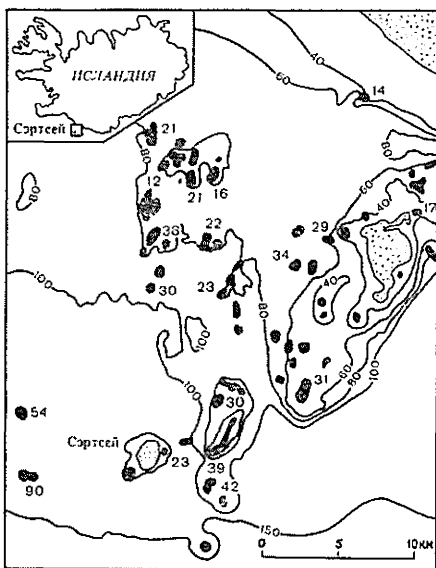


Рис. 32. Распространение плосковершинных конусов, образовавшихся в результате волнового срезания подводных частей вулканов к югу от Исландии (см. врезку) [124].

Цифры около конусов — глубина в метрах.

положены банки, глубины над которыми достигают 40—50 и даже 90—110 м. Чем больше глубина, тем древнее конусы. Если продолжить склоны конусов под воду, то окажется, что их объем значительно больше. Кроме того, истинное количество извергающегося материала больше, чем его находится в конусах, так как, согласно данным [13, 17, 42, 47], большое количество продуктов извержений сразу уносится течениями в открытое море. Таким образом, можно принять, что каждый из вулканов, подобных рассмотренным, при разрушении волнами дает примерно 500 млн.  $\text{м}^3$  пирокластического и эффузивного материала.

Большинство обломков эксплозивной деятельности в береговую зону не поступает, потому что ширина этой зоны невелика и на вулканических побережьях не превышает нескольких километров. Подавляющая часть материала осаждается в глубоководной части водных бассейнов и на суше. По Л. Г. Бондареву, 50 % продуктов эксплозивной деятельности оседает на акватории океанов и морей

(1700 млн. т/год). Но эту величину никак нельзя распространять на береговую зону.

Согласно имеющимся данным [33, 43] длина вулканических берегов составляет 15,8 тыс. км. По физико-географическому атласу мира, в их пределах действует около 120 вулканов, примерно из 600, имеющих на Земле. Допустим, что ширина береговой зоны равна 5 км, а толщина выпадающего на нее осадочного материала составляет в среднем 0,05 м за одно извержение. При частоте извержений в общем 1 раз за 20 лет толщина вулканического материала равна 0,0025 м в год. Если умножить длину берегов на ширину береговой зоны и на толщину выпадающего материала, то получим, что эксплозивный тип извержений поставляет в береговую зону 197,5 млн. м<sup>3</sup>/год (округленно 200 млн. м<sup>3</sup>/год) вулканогенных обломков. При плотности 2,0 т/м<sup>3</sup> это составит 400 млн. т/год, или 23 % общего количества вещества, осаждающегося в Мировом океане.

Если условно принять, что весь вулканогенный материал осаждается в береговой зоне равномерно, то удельная продуктивность его составит 12,5 м<sup>3</sup>/(м·год). Эта величина значительно больше чем продуктивность биогенного источника, и в общем соизмерима с продуктивностью клифов, но значительно меньше продуктивности эолового источника и материала от абразии бенчей.

## Глава 5

### ПРОЦЕССЫ ВОЛНОВОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

В данной работе береговая зона рассматривается как природная система, через которую суша и Мировой океан обмениваются осадочным материалом. В предыдущих главах проанализированы основные источники поступления разнородного по составу материала. В новых фациальных условиях он преобразуется главным образом в направлении изменения гранулометрического и минералогического состава. Происходит дифференциация исходного материала. Этот процесс обуславливает формирование запасов прибрежно-морских наносов, выносимых за пределы береговой зоны в глубоководную часть водных бассейнов, и материала, возвращаемого на сушу. Дифференциация, таким образом, важнейший процесс формирования расходных элементов баланса осадочного материала в береговой зоне как области фильтрации его в Мировой океан.

## 5.1. Определение процесса дифференциации

В современной литературе по динамике береговой зоны отсутствует определение явления дифференциации осадочного материала в прибрежно-морских фациальных условиях. Так, в крупных сводках В. П. Зенковича [23], В. В. Лонгинова [45], Дж. Ингла [28], Г. А. Сафьянова [67], О. К. Леонтьева [43] и др. говорится о «сепарации», «распределении», «дифференциации» наносов внутри береговой зоны. Этими терминами обозначается один и тот же процесс распределения прибрежно-морских наносов на берегу и подводном склоне в зависимости от гидродинамического режима и рельефа береговой зоны.

В последние годы особенно глубокие разработки по данному вопросу выполнены Ю. С. Долотовым как самостоятельно [18], так и в соавторстве [91]. Процесс дифференциации трактуется как закономерное распределение прибрежно-морских наносов (а не исходного осадочного материала!) под влиянием режима волн и сопутствующих движений прибрежных вод, а также уклонов и формы профиля подводного склона, контуров береговой линии, рисунка изобат и пр. В результате такой дифференциации складывается представление об изменчивости гранулометрического и минералогического состава наносов: скажем, здесь залегают песчаные фракции, там алевритовые, здесь такие-то тяжелые минералы, а там — другие и в иной концентрации и т. п. Это все понятия структурные, освещающие литодинамическую структуру береговой зоны, но не ее внешние литодинамические связи с сушей и Мировым океаном.

Для выяснения структурных характеристик обязательно основное внимание уделять процессам абразии, речному стоку, золотому сносу и др. Эти вопросы имеют подчиненное значение и служат одним из средств более полной интерпретации внутреннего распределения наносов в береговой зоне, объяснения общих показателей состава или возможных источников питания. Для выявления внешних литодинамических связей и роли береговой зоны в преобразовании исходного материала различного происхождения и чуждого прибрежным фациальным условиям необходимо выяснение другого круга вопросов, связанного с преобразованием именно осадочного материала первой разновидности (см. п. 1.2). Он и по происхождению, и по составу принципиально отличается от наносов [23].

Напомним, что термин «дифференция» происходит от латинского *differentia* — разность, различие и означает разделение, расчленение, расслоение целого на различные части, формы и ступени. Следовательно, дифференциация на внутреннем, структурном уровне — это распределение той части осадочного материала, которая питает прибрежно-морские аккумулятивные формы (вторая разновидность или «пляжеобразующий» материал (см. п. 1.2.). Если же говорить о преобразовании всех поступающих в береговую зону осадочных частиц, то дифференциация — это совокупность

механических процессов, вследствие которых из исходного материала разных горных пород возникают разные по гранулометрическому и минералогическому составу наносы, частично уносимые в глубоководные области водоемов, частично задерживающиеся в береговой зоне, частично возвращающиеся на сушу. Изучение дифференциации именно с таких позиций дает возможность выявить внешние литодинамические связи береговой зоны и оценить ее роль как своеобразного фильтра.

Как подчеркивали Ф. А. Щербаков и др. [91], основной путь к познанию «структурной дифференциации» — это как более обширное обобщение гранулометрических данных по песчаным отложениям на основе сопоставления их с данными, характеризующими гидродинамический режим в различных морфодинамических подзонах. В отличие от этого, путь, предлагаемый автором, — познание «внешней дифференциации» состоит в сравнительном анализе состава и количества исходного осадочного материала с составом наносов, прошедших транзитом через береговую зону или оставшихся в ней, с количественным распределением этих групп материала в зависимости от комплекса природных условий не только береговой зоны. Подобное преобразование обеспечивается также энергией волн и волновых течений, как и размещение прибрежных наносов внутри береговой зоны.

## **5.2. Условия преобразования исходного осадочного материала в береговой зоне**

В береговой зоне наблюдается совокупность условий, взаимодействующих в определенной последовательности. Каждое из условий проявляется в строгом соотношении с остальными и играет ведущую роль в тот или иной промежуток времени и в определенном месте. Без таких последовательностей, соотношений, продолжительностей невозможны прибрежно-морские процессы, в том числе литодинамические. Поэтому бессмысленно выделять преимущество лишь какого-то одного условия. Все они являются обязательными «детальными» единого природного механизма, и без такого единства процесс дифференциации исходного осадочного материала был бы невозможен в том виде, в каком он сейчас действует.

Условия прибрежно-морской дифференциации исследовались многими. Но наиболее активно они стали изучаться в 50—60-е годы, когда получили широкое распространение экспериментальные работы с помощью новой методики и оборудования [14, 91, 92, 119, 133]. Оказалось возможным доказать, что в наиболее общем виде процесс дифференциации наносов определяется соотношением между скоростью движения воды и гидравлической крупностью наносов [1, 28, 45, 119]. Этот вывод применим и к дифференциации исходного осадочного материала и к его части, отлагающейся в береговой зоне.

Скорости движения прибрежных вод распределяются неравномерно вдоль линии берега, над поперечным профилем подводного склона и во времени. Сами по себе эти движения, согласно И. Ф. Шадрину [77], обусловлены единым процессом преобразования и рассеивания механической энергии волн, поступающих из открытого моря. Неравномерность скоростей связана с чередованием положительных и отрицательных форм рельефа и сложными процессами взаимодействия расчлененного рельефа с изменчивыми волновыми параметрами. Следствием таких условий можно считать развитие различных типов течений, которые объединяются общим термином «волновые течения» [77, 117].

С возрастанием силы волнений увеличивается скорость течений, причем всех их составляющих: нагонных, вдольбереговых и компенсационных, равно как и непосредственно волновых давлений. Натурные наблюдения показывают, что при волнении 2 балла в зоне обрушения развивается скорость течения до 20—25 см/с, достаточная для перемещения песчаных наносов. Дальнейшее развитие волнения приводит к усилению волнового течения и расширению полосы его действия на подводном склоне, более сильным ударам прибойного потока в стенки клифов, переформированию пляжей на всю их ширину, размыву подножия прибрежных эоловых форм, переплескиванию прибойного потока через сравнительно узкие бары и косы. Во время штормов в 7—8 баллов автором фиксировались скорости прибрежных течений до 2 м/с и более.

Зона наивысших скоростей волновых течений располагается на разном расстоянии от берега в зависимости от размеров волн и уклонов подводного склона [45], т. е. тех факторов, которые влияют на распределение удельной энергии волн по профилю подводного склона [41, 72, 140]. Это явление обнаружено разными методами как в натуре, так и в лабораторных условиях. Его можно продемонстрировать обобщенным графиком из работы Н. А. Айбулатова с соавторами [4] (рис. 33). Данный вывод имеет очень важное значение для понимания процессов преобразования наносимого в береговую зону осадочного материала: материал не имеет возможности сколько-нибудь широко распространиться, если предварительно не пройдет через активную волновую переработку. Именно в зоне пика удельной энергии разрушающихся волн развиты наиболее высокие скорости течений, способные во время штормов не только сортировать материал, но и раскалывать и истирать отдельные обломки пород, рыхлить малопрочные отдельные.

Наиболее высока динамичность прибрежных вод в зоне, ограниченной глубинами  $H_d = 2-4 h$  [40, 41, 60, 72]. Следовательно, в интервале глубин от 0 до  $H_d$  и на пляже в основном преобразуется исходной осадочный материал под влиянием волновых процессов.

Сравнение данных наблюдений за трансформацией волн над подводными склонами разной крутизны показывает, что зона наибольшей турбулентности и максимальных скоростей волновых те-

чений на приглубых берегах приурочена к области забурунивания штормовых волн [29, 60], находящейся непосредственно около уреза, а на отмелях берегах она отстоит на сотни метров от береговой линии [4, 77]. В более узкой полосе над подводным склоном концентрация энергии повышается, что дает возможность развиваться и более высоким скоростям волновых движений вод, способных перемещать крупные наносы. По общепринятому сейчас мнению, подобные условия имеют место при крутизне профиля, равного или более 0,03. При меньшей крутизне профиля концентрация энергии снижается в связи с расширением зоны наиболь-

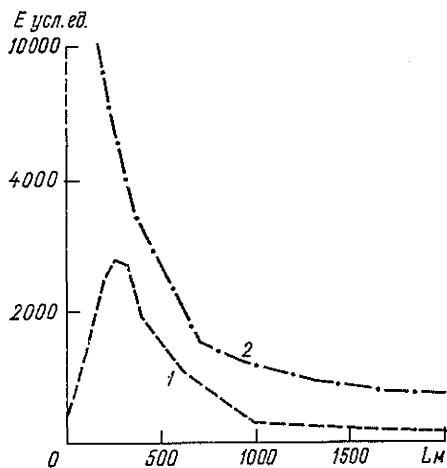


Рис. 33. Распределение удельной энергии волн ( $E$ ) на профилях разной крутизны  $i$  при штормах с высотой волны 2,5 м [4].

1 — профиль  $i=0,0081$ ; 2 — профиль  $i=0,030$ ;  
 $L_m$  — ширина подводного склона.

шей турбулентности и максимальных скоростей течения. Соответственно понижаются размеры накапливающихся в этих условиях частиц наносов, поступающих от разных источников питания. Подобное явление отмечено и в эстуариях рек [123]. Таким образом, можно считать, что соотношение разных условий развития литодинамических процессов приводит к тому, что приглубые берега благоприятны для дифференциации крупнообломочного материала, а отмельные — для дифференциации мелкообломочного материала.

Если по каким-либо причинам грубообломочный исходный материал попадает в береговую зону с отмельным подводным склоном, то интенсивность его дифференциации невелика в связи с небольшими значениями удельной энергии разрушающихся волн. По-видимому, то же произойдет и с тонкообломочным материалом в условиях приглубого подводного склона, но уже по другой причине — он будет очень быстро, без задержки вынесен в области глубоководного осадконакопления, минуя области прибрежного седиментогенеза. Следовательно, регулирование скоростей волновых течений уклонами подводного склона приводит к разной степени дифференциации осадочного материала. Наиболее глубоко может дифференцироваться материал, вероятно,



в условиях достаточно отлогого склона, чтобы наносы задерживались для переработки, и достаточно приглубого, чтобы обеспечить высокую гидродинамическую активность.

Преобразование, дифференциация исходного осадочного материала зависит от значений перемещающей скорости. С увеличением скорости в дифференциацию вовлекаются все более крупные частицы. Так, построенный автором по данным П. А. Волкова [14] график перемещающих скоростей для песчаных наносов ил-

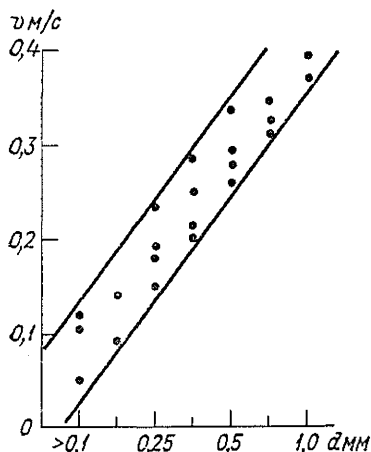


Рис. 34. Зависимость между перемещающими скоростями волновых течений  $v$  и средним диаметром  $d$  наиболее распространенных в береговой зоне песчаных наносов.

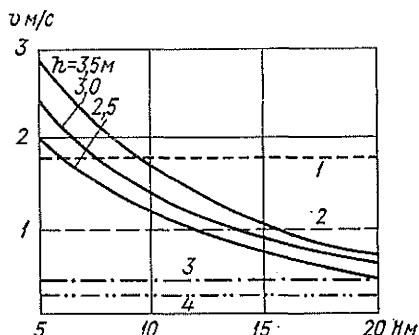


Рис. 35. Изменение расчетных волновых скоростей у дна при различных высотах волн  $h$  [60].

Граница сдвигающих скоростей: 1 — для гальки размером 80—100 мм; 2 — для гальки и гравия 25—62 мм; 3 — для гравия 3,5—4,0 мм; 4 — для песка 0,5—1,25 мм.

люстрирует указанную закономерность; на нем видно, частицы какой крупности вовлекаются в массовый перенос при тех или иных значениях скорости (рис. 34).

Согласно П. А. Волкову [14] и В. В. Лонгинову [45], существуют два критических размера наносов; механизмы воздействия волнового потока на частицы мельче 0,5 мм и крупнее 2,0 мм (в ряде работ 5,0 мм) существенно различаются. Действительно, данные К. М. Орловой [60] показывают иной характер действия волновых скоростей на крупнозернистые наносы (рис. 35). Для гравия перемещающие скорости превышают 0,50 м/с, а для гальки 1,00 м/с. Концентрация волновой энергии допускает подобные скорости в условиях приглубых берегов, на которых обычно залегают гравийно-галечные наносы, при высоте волн более 1,0—1,5 м уже на глубинах от 0 до 6 м. Аналогичный вывод получил и Р. Кирк (R. Kirk) для условий океанических берегов.

Помимо линейных размеров частиц, на процессы дифференциации оказывает влияние и их плотность. В общем случае петро-

графический и минералогический состав наносов сказывается на литодинамических свойствах тем сильнее, чем мельче частицы [18, 23, 65]. Анализ многочисленных публикаций показывает, что с увеличением плотности снижается подвижность обломков горных пород. Эту закономерность можно иллюстрировать опытами Волкова [14]. Так, для кварцевых зерен размером 0,22 мм с плотностью 2,65 г/см<sup>3</sup> срывающая волновая скорость равна 0,17 м/с, а для зерен пироксена той же крупности (плотность 3,5 г/см<sup>3</sup>) — уже 0,25 м/с. Соответственно для зерен титаномагнетита (плотность 4,5 г/см<sup>3</sup>) срывающая скорость равна 0,36 м/с, т. е. более чем в 2 раза выше в сравнении с кварцевыми зёрнами.

Аналогичным образом реагируют на действие волновых течений зерна разной формы и окатанности. Чем ближе к сферической форме и лучше окатанность частиц пород и минералов, тем меньшей гидравлической крупностью они характеризуются. Поскольку исходный осадочный материал всегда стремится превратиться в окатанные сферические частицы в береговой зоне, то отклонение от этих идеальных параметров может характеризовать способность дифференцироваться, на что указывал, в частности, В. Г. Ульст [74]. Следовательно, можно сделать вывод о том, что более длительным процесс дифференциации является для грубообломочных, остроугольных, неокатанных частиц.

Очень быстро «приспосабливается» к прибрежно-морским фаціальным условиям переотлагающийся материал из толщ аллювиального, эолового, прибрежно-морского происхождения, т. е. тот, который ранее уже прошел стадии отделения от очень мелких и крупных частиц и по своему составу наиболее близок современным прибрежно-морским наносам. В противоположность грубым обломкам, откалывающимся от блоков скальных пород, этот материал в береговой зоне лишь освобождается от очень тонких фракций. Для этого достаточны и меньшие скорости течений и меньше времени. Такие различия дали возможность прийти к выводу, что главным результатом механической дифференциации являются: а) измельчение осадочного материала при преобладании сноса исходных крупных обломков ( $> 2 \div 5$  мм); б) концентрация более крупных частиц при преобладании сноса материала, в основном мельче «наносов волнового поля» [84].

Важными условиями развития процессов дифференциации являются объемы и пути поступления исходного материала из разных источников. Наиболее быстро и активно начинает дифференцироваться материал от абразии бенчей и эолового сноса. Он сразу и в полном объеме делится по гидравлической крупности независимо от продуктивности источника. Поскольку его поступление сопровождается волнениями и высокими скоростями волновых течений, он сразу же перерабатывается. Высокая продуктивность клифов может привести к первоначальному накоплению обломочного материала на берегу, а затем морские волны вовлекают в движение накопившиеся обломки. Материал из клифов перерабатывается за более длительные промежутки времени.

### 5.3. Механизм дифференциации исходного осадочного материала

П. А. Волков [14] опытным путем доказал, что деление наносов по их гидравлической крупности происходит в придонном слое, где волновой поток взаимодействует с дном. Активно проявляются турбулентные возмущения, на которые по-разному реагируют частицы наносов разных гидравлических свойств, а главное значение в данном случае имеет более высокая подвижность гидравлически менее крупных частиц.

В результате экспериментальных исследований [72] обнаружилось, что динамическое влияние волновых течений в придонном слое складывается из вязкостного трения, давления и инерции, причем первые две величины в большей мере влияют на крупнозернистые частицы, а третья — на мелкие, особенно на фракции мельче 0,1 мм.

Н. С. Сперанский и Х. Фокс (Н. Fox) обнаружили, что наиболее ярко выражен разный эффект действия наносодвижущих сил в фиксированной зоне разрушения волн. По их мнению, которое частично разделяется Дж. Инглом [28] и И. О. Леонтьевым [40, 41], зона разрушения волн является своеобразным фильтром, в котором поступающий из внешних источников материал разделяется на взвешенные и влекомые в соответствии с критическим для данного волнения значением скорости трогания частиц. Ингл и Леонтьев отмечают, что этот процесс может проходить и в других зонах трансформации волн. Очевидно, они правы, если принять, что пространственное положение зоны разрушения волн зависит от изменения силы волнений при неизменной крутизне подводного склона. Таким образом, по всему профилю береговой зоны от уреза до глубины, равной 0,1 относительной длины волны, возможно активное деление частиц по гидравлической крупности.

В общем случае прибрежная водная толща имеет двухслойное строение, причем в относительно тонком поверхностном слое преобладает перенос к берегу, а в придонном действует компенсационный отток в противоположном направлении. Выделяются зоны контакта этих вод, приуроченные к линиям разрушения (рис. 36). В них развиваются процессы активного взмучивания и переноса наносов, постоянно пополняющихся из источников питания. Если преобладает поступление мелкозернистого материала (мельче 0,1 мм), то происходит преимущественно взмучивание частиц. При активном поступлении фракций 0,1—2,0 мм преобладает процесс волнового распределения в соответствии со скоростями, направлением волновых движений и уклонами подводного склона. Взмученный же материал переносится в толще вод, согласно схеме циркуляции, в основном в сторону моря. По-видимому, так можно представить главную причину деления исходного обломочного материала, в составе которого преобладают фракции мельче 2,0 мм, на наносы «волнового» и «неволнового» поля. Процессу взмучивания, как показали натурные экспери-

менты, во многом способствуют пульсации переносных скоростей в волновом потоке [41].

Трассы движения взмученного материала многообразны, но преимущественное направление — в сторону моря. Помимо косвенных признаков, об этом свидетельствуют прямые наблюдения. Так, Н. А. Айбулатов с соавторами [4] натурными экспериментами с помощью взвесеуловителей длительного действия зафиксировал двуслойность взвесенесущего потока: нижняя его часть оказалась насыщенной материалом, перемещающимся в море, а верхняя — осветленной, особенно в самых приповерхностных горизонтах. В них преобладает перенос воды к берегу.

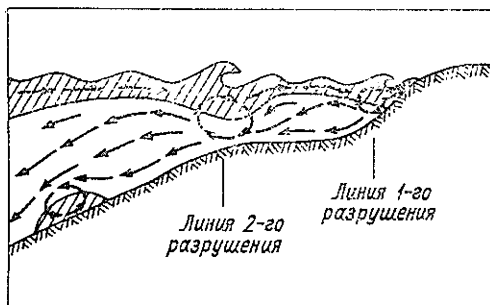


Рис. 36. Схема циркуляции воды в береговой зоне в вертикальной плоскости [40].

Заштрихованное поле показывает преобладающее поступление вод к берегу.

Очевидно, здесь образуется своеобразный конвейер: в поверхностных горизонтах осветленная вода «закачивается» к берегу, в зоне забурунивания насыщается взвесью и в придонных горизонтах удаляется вместе с наносами в сторону моря за пределы береговой зоны. Пока около берега поддерживается «нагонная линза» воды, этот конвейер действует, но потом он разрывается и восстанавливается лишь в следующий шторм.

На подобное же явление указывали, в частности, К. Кинг и Дж. Ингл [28]. Из 1115 наблюдений в 79,7 % случаев придонные течения, насыщенные взвесью, были направлены в море. В то же время по направлению поверхностные течения разделялись примерно поровну на береговые и морские (соответственно 49,5 и 50,5 % из 525 наблюдений). По-видимому, вынос материала в придонных горизонтах обусловлен и плотностной составляющей: насыщение взвесью повышает плотность вод и потому они концентрируются у дна, по которому опускаются вниз по склону к местам с менее плотной осветленной водой за пределами береговой зоны.

Вероятно, изложенный здесь способ дифференциации исходного осадочного материала наиболее правдоподобен при малых волнениях, обеспечивающих средние волновые скорости 0,30—0,40 м/с. При таких волнениях, как обнаружилось [28, 117, 140], придонные течения компенсируют волновой нагон, а процессы рефракции формируют ярко выраженную поперечную составляющую.

С увеличением силы штормов прямой компенсационный отток не в состоянии пропустить всю массу нагонной воды. Соответственно возрастают вдольбереговые составляющие течений. Наибольшая скорость вдольберегового течения обычно имеет место между двумя зонами повышенного расходования волновой энергии: между зонами заплеска и обрушения. На отмелях подводных склонах они приурочены к ложбинам между валами, по которым и перемещается основная масса взвешенного материала.

Движение взвеси вдоль берега не бесконечно, этому препятствует извилистость береговой линии и сложность рельефа подводного склона. Так, встречая на своем пути мыс, насыщенное взвесью волновое течение отклоняется в сторону моря на большие глубины. Там, в зоне ослабленного влияния асимметрии волновых скоростей и повышенного компенсационного оттока материал попадает в более спокойные гидродинамические условия и оказывается потерянным для береговой зоны.

Взвесь может попасть и в малые бухточки или в вогнутости оффсетов, где зарождаются разрывные течения, и уже отсюда выносятся в открытое море.

Часто береговая линия осложнена оффсетами, от выпуклостей которых под острым углом к берегу направлены в море кулисообразные валы. По отходящим в море межваловым ложбинам взвесь удаляется за пределы активного волнового влияния, где энергия волновых течений может быть в 10—15 раз меньше, чем в зоне обрушения. Там более благоприятны условия для выноса взвеси в глубоководную область дна.

Указанные выше особенности дифференциации исходного осадочного материала проявляются в условиях отмелей подводных склонов. В условиях приглубого дна зона разрушения штормовых волн обычно бывает единственной и является одновременно зоной формирования прибойного потока. Все это увеличивает энергетический потенциал и усиливает скорости волновых течений, а следовательно, и интенсивность процессов дифференциации. В зоне разрушения прибойного потока над приглубым подводным склоном преобладают положительные асимметрии, и вместе с тем ослаблены скорости компенсационных противотечений [41, 45, 127, 139]. Это приводит к тому, что крупнозернистый материал (более 5,0 мм) остается на малых глубинах, в то время как песчаные и более мелкие фракции даже ослабленными противотечениями удаляются в нижнюю часть подводного склона. Поэтому интенсивные процессы дифференциации затрагивают крупнозернистые частицы, а мелкозернистые как гидравлически наименее крупные накапливаются в нижней части склона или удаляются в глубоководные области дна.

Дифференциация крупных фракций направлена на уменьшение их размеров посредством раскалывания, дробления и истирания (см. п. 6.3). За счет такой направленности дифференциации образуется большое количество менее крупных частиц, в том числе и взвешенных.

В береговой зоне приливных морей механизм дифференциации исходного осадочного материала является иным. Отличия связаны с тем, что четкая периодичность, постоянство, значительная величина и высокая частота приливов, в сравнении со штормами на неприливных морях резко выделяются среди других гидродинамических явлений. Приливные волны сопровождаются высокоскоростными, реверсивными, охватывающими всю толщу прибрежных вод течениями. Их скорости почти не уменьшаются с глубиной. Вместе с волновыми течениями они образуют более мощный, чем в неприливных условиях, фактор — волноприливное поле [48, 49].

У берегов с малыми величинами приливов энергия волн обычно больше энергии приливных течений, что доказано натурными экспериментами К. Гордона, С. Донне, П. Гроэна, А. Шиффмана и др. (С. Gordon, S. Donne, P. Groen, A. Shiffman and oth.). В условиях высоких приливов (более 4 м) волновой фактор ослаблен. В обоих случаях скорости течений во время штормов превышают 1,0 м/с. По-видимому, при малых величинах приливов процессы дифференциации сходны с теми, которые развиваются в береговой зоне неприливных морей.

Согласно предложенной В. С. Медведевым [49] схеме, в волно-приливном поле по-разному ведут себя частицы разной крупности, неоднозначно реагирующие на влияние волновых и приливных течений. В зависимости от глубины и удаленности от берега возрастает или уменьшается относительная роль ветрового волнения или приливных течений, что позволило выделить три зоны на поперечном профиле подводного склона (рис. 37).

Исходный осадочный материал активно перерабатывается в зоне преобладающего влияния прямых волновых скоростей. Здесь он дробится, истирается, дезинтегрируется на устойчивые отдельности. Продукты дифференциации приводятся в движение волновым потоком, и крупнозернистая их часть (более 0,1 мм) перемещается преимущественно к берегу и вдоль него согласно схеме движения в волновом потоке [14, 92]. Преобладание прямых волновых скоростей обуславливает устойчивое пребывание крупнозернистых фракций в зоне I.

С удалением в открытое море и соответствующим увеличением глубин снижается роль волновых течений и одновременно растет роль приливных [23, 140]. Чем больше величина приливов, тем выше скорости приливных течений и ближе к берегу они занимают господствующие позиции, тем уже зона преобладания волнового переноса на подводном склоне. В. С. Медведевым [49] выделена переходная зона (II на рис. 37) совместного активного влияния ветровых и приливных волн, где энергетический потенциал максимален. Здесь ярко выражен перенос материала в сторону моря, а далее он абсолютно преобладает. Таким образом, формируется механизм активного выноса не только фракций мельче 0,1 мм, но и крупнее них, что представляется принципиальным отличием процессов дифференциации в условиях при-

ливных берегов. По-видимому, именно этим отличием можно объяснить один из выводов Э. Берда [96], по которому тонкозернистые осадки в приливных береговых зонах Мирового океана более распространены, чем в неприливных условиях.

Во время штילовой погоды мелкозернистый заиленный материал активно отлагается на приливных осушках и на дне. Насыщение прибрежных вод взвесью происходит исключительно во время волнений; при их отсутствии приливные течения не в со-

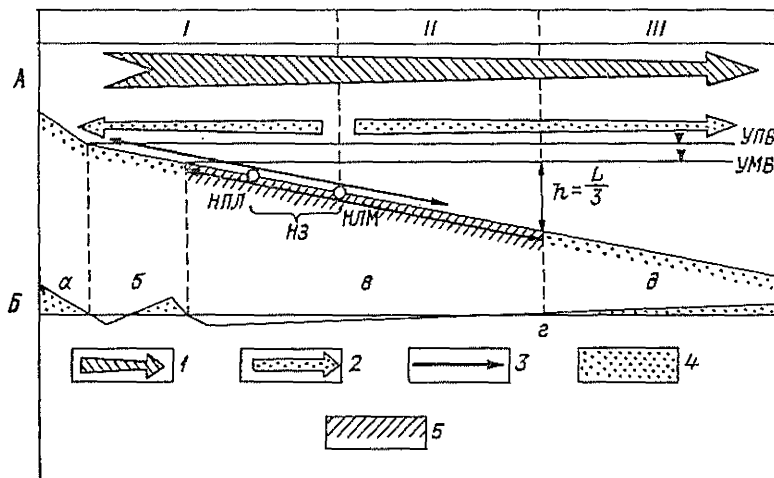


Рис. 37. Схема поперечного перемещения терригенного осадочного материала в береговой зоне приливного моря и выноса взвеси на шельф [49].

*I* — зона преобладающего волнового переноса крупнозернистого материала; *II* — зона наиболее интенсивного перемещения наносов волноприливным подем; *III* — зона преимущественного переноса взвешенного материала течениями; *A* — условный профиль подводного склона; *B* — схема распределения участков размыва и аккумуляции на профиле; *УМВ* — уровень полной воды; *УМБ* — уровень малой воды; *НПЛ* — положение нейтральной линии при полной воде; *НЛМ* — то же при малой воде; *НЗ* — нейтральная зона; *h* — высота волны; *L* — длина волны; *a* — пляж; *б* — осушка; *а-г* — внешняя граница береговой зоны; *д* — шельф.

1 — вынос взвешенного материала из береговой зоны на шельф; 2 — донный перенос песчаного материала; 3 — направление движения песчаных наносов относительно нейтральной линии; 4 — песок; 5 — участки дна, лишенные наносов.

стоянии заметно взмучивать даже алеврито-пелитовые фракции [48, 49, 127]. Если послештормовой штиль продолжается хотя бы в течение одного приливного цикла, то выпавший на дно тонкий материал уплотняется вследствие молекулярных сил сцепления между мелкими частицами наносов. Поэтому береговая зона приливных морей является ловушкой не только для крупнозернистых фракций и обломков из состава исходного осадочного материала, но и для мелкозернистых (мельче 0,1 мм), которые в неприливных условиях обычно не задерживаются.

Изложенные выше соображения позволили Медведеву [49] предложить следующую схему выноса взвешенного осадочного материала из береговой зоны под влиянием волно-приливного поля. Волновое насыщение водной толщи взвесью в наибольшей

степени происходит во время прилива, когда концентрации более 100 мг/л, а в устьях рек — до 1200 мг/л. В это время у берега находится максимальный объем воды. Отлив приводит к уменьшению объема прибрежных вод, и вместе с водой избыток взмученного материала выносится из береговой зоны к внешней границе шельфа, где выпадает на дно. В результате уже в 5—6 км от берега концентрация взвеси составляет до 5—10 мг/л в любой фазе прилива. В последующей фазе повышения уровня обедненные взвесью прибрежные воды вновь насыщаются материалом и процесс повторяется.

Далее Медведев приходит к выводу, что приливные колебания уровня, периодически изменяя объем прибрежных вод в зоне их максимального насыщения взвесью, выполняют роль своеобразного насоса, перекачивающего наносы из береговой зоны на шельф (см. рис. 37). Этот процесс постоянный и настолько мощный, что, несмотря на высокую продуктивность клифов [до  $60\text{--}80 \text{ м}^3/(\text{м}\cdot\text{год})$ ] и бенчей [до  $150\text{--}160 \text{ м}^3/(\text{м}\cdot\text{год})$ ], современных накоплений наносов в береговой зоне почти не обнаружено. До 80 % площади подводного склона вообще лишено наносов и представляет собой активные бенчи, например на Белом море [48].

Предложенная Медведевым схема наиболее вероятна в природе. Идею «литодинамического насоса» поддерживает ряд зарубежных исследователей, проводивших работы на приливных берегах в разнообразных физико-географических условиях [116, 139].

Таким образом, механизм общей дифференциации исходного осадочного материала в прибрежно-морских фациальных условиях обеспечивает механическое разделение волновыми и приливными течениями частиц разной гидравлической крупности на те, которые остаются в береговой зоне, и на те, которые не выдерживают высокой концентрации энергии и выносятся в гидродинамически более спокойные области.

#### 5.4. Механическая дезинтеграция разных горных пород

Дифференциация исходного осадочного материала в береговой зоне протекает при преобладании механических процессов. Поэтому представляют интерес физико-механические свойства различных горных пород, попадающих в виде обломков в новую фациальную среду — прибрежно-морскую. Здесь развивается одно из звеньев общего процесса дифференциации — механическая дезинтеграция, во многом определяющая дальнейшую судьбу исходных обломков.

У разных горных пород обнаружены разные физико-механические свойства. В инженерной геологии и грунтоведении, которыми эти свойства изучаются, существуют соответствующие классификации. Поскольку основным показателем фациальной обстановки



в береговой зоне, в отличие от континентальных фаций, является непосредственное действие воды и ее механических усилий, то в данной работе рассматриваются те классификации, которые основаны на изучении реакции пород на действие воды.

Попадание горных пород в воду вызывает изменение их свойств и состояния. Возникают такие процессы, как растворение, выщелачивание, набухание, размокание и т. п. В результате меняется прочность пород и их сопротивляемость по отношению к механическому воздействию морских волн и прибрежных течений. Так, прямое и диффузное растворение и выщелачивание приводят к увеличению кавернозности, снижению прочности, возрастанию водопроницаемости некоторых горных пород, а глинистые породы сильнее сжимаются, уменьшается сцепление агрегатов в них и т. д.

Набухание характерно для глинистых пород. Этот процесс протекает наиболее интенсивно в дистиллированной воде, а по мере увеличения солености набухание уменьшается. Отсюда следует, что набухание сильнее проявляется в береговой зоне тех водоемов, где соленость невысокая, например около устьев рек. На берегах океанов в аридных областях набухание сказывается в меньшей мере. Важно, что набухание выше в блоках пород с нарушенной структурой. Поэтому обвалившиеся из клифов обломки дезинтегрируются сильнее, чем блоки в коренном залегании в клифах, когда на них воздействует штормовой заплеск.

Под влиянием приливных колебаний уровня и сгонно-нагонных явлений глинистые породы или породы с глинистым цементом часто осушаются и водонасыщаются. При осушении они подвергаются усадке (уменьшению объема породы при высыхании), которая сопровождается образованием трещин. В результате снижается прочность, повышается водопроницаемость и уменьшается сопротивляемость механическому воздействию. Например, усадка активно влияет на скорости отступления активных клифов, особенно при очень отмелых подводных склонах (см. п. 3.1).

Некоторые осадочные породы подвергаются размоканию и размягчению — в основном глинистые связные (глины, суглинки, супеси) и слабосцементированные с глинистым цементом (конгломераты, песчаники, мергели, аргиллиты). При размокании, в отличие от набухания, теряется молекулярное притяжение между скелетными отдельностями. Утрачивается связность, порода распадается на отдельные кусочки, агрегаты и элементарные частицы. Некоторые сцементированные породы (песчаники, аргиллиты, алевролиты), попадая в воду, не распадаются с понижением прочности, а размягчаются. Но достаточно сообщить им небольшой механический импульс к движению, как они полностью распадаются на агрегаты.

В береговую зону попадают блоки пород, отдельные обломки или частицы, в разной степени насыщенные водой. Так, речные и ледовые наносы полностью водонасыщены, и их дифференциация

ция сопровождается лишь разделением по гидравлической крупности без механической дезинтеграции. То же относится к эоловому и биогенному материалу. Но связные породы, обломки которых поступают от абразии клифов или, например, в процессе извержения вулканов, подвергаются дезинтеграции в первую очередь как незначительно водонасыщенные.

Очевидно, наиболее интенсивная механическая дезинтеграция ярче всего выражена на приливных и ветровых осушках. Частое набухание, размокание и усадка в условиях доступа атмосферной влаги, солнечного тепла и колебаний температуры воздуха приводят к интенсивному выветриванию горных пород. Даже сравнительно невысокие скорости ветро-волновых и приливных течений (порядка 5—15 см/с) выносят дезинтегрированные отдельные, обеспечивая развитие прибрежно-морских форм рельефа. Именно поэтому в условиях очень пологих и широких подводных склонов глинистые клифы отступают с высокими скоростями, несмотря на, казалось бы, полное гашение волновой энергии над такими склонами (см. п. 2.1).

В ряде случаев существенную роль приобретает процесс выщелачивания как фактор дезинтеграции, особенно, когда породы представлены известняками, доломитами, мергелями. Вода обладает агрессивной способностью по отношению к породе определенного состава только в том случае, если она недостаточно насыщена солью, содержащейся в породе. Поэтому в условиях насыщения морских вод карбонатом кальция практически не будут выщелачиваться известняки или песчаники с карбонатным цементом, при насыщении вод сульфатом кальция — гипс и т. д. Поэтому в данных условиях произойдет накопление обломков горных пород и ведущим процессом окажется истирание.

Рассмотрим особенности влияния воды на разные классы пород соответственно принятой в инженерной геологии и грунтоведении классификации [69].

Резко различаются породы с жесткими связями (класс А) и без жестких связей (класс Б).

Породы класса А в свою очередь делятся на группы: магматические, метаморфизованные и осадочные сцементированные, как и в литологии. Внутри каждой группы имеются более подробные подразделения.

Все магматические породы обладают ничтожной водопроницаемостью, практически не растворяются в воде и отличаются высокой механической прочностью на раздавливание, поэтому их обломки, оказавшиеся в береговой зоне, минуют стадию предварительной дезинтеграции и сразу попадают под влияние волновой дифференциации. В соответствии со степенью сопротивляемости абразии и физико-механическими свойствами магматические породы дифференцируются очень медленно, а потому обломки соответствующих пород сохраняются долго как в составе наносов, так и в составе прибрежно-морских и донных глубоководных отложений.

Сам факт образования обломочного материала из монолитных блоков в коренном залегании можно рассматривать как процесс дифференциации. Из коренных монолитов формируется осадочная порода. Но такое явление имеет место и в иных фациальных условиях, например в аллювиальных, или при действии физического выветривания. Видимо, можно усмотреть некоторые общие черты дифференциации в континентальных и прибрежно-морских условиях. Отличием можно считать активное отделение мелкозернистых взвешенных наносов, как исходного материала, так и того, который продуцируется в процессе истирания в волновом потоке.

Многие породы из группы метаморфизованных, превращаясь в обломки и попадая в воду в береговой зоне, ведут себя так же, как и магматические. Примером могут служить прочные кварциты, гнейсы, мигматиты и др. Однако слабометаморфизованные породы в увлажненном состоянии имеют значительно меньшую прочность, чем в сухом, как, например, глинисто-сланцевые, серицитовые, углисто-глинистые сланцы. Они сравнительно легко размягчаются в водной среде и относительно легко выветриваются. Так, в обводненном состоянии предел прочности подобных пород может быть в 5—10 раз меньше, чем в сухом. Слабопрочными также являются породы подгруппы тектонитов: они особенно быстро дезинтегрируются в условиях полярного климата [69].

В наибольшей степени дезинтеграции подвергаются осадочные сцементированные из класса пород с жесткими связями (А). Так, прочность подгруппы обломочных сцементированных пород зависит от прочности слагающих их обломков (зерен), состава цемента и характера цементации. Почти все они, попадая в воду, размягчаются, а некоторые частично растворяются, теряют связи между зернами (обломками) и превращаются в несцементированный осадочный материал.

На берегах морей и океанов широко распространены породы из подгруппы химических и биохимических. В целом им свойственно растворяться, а многим типам и подтипам — довольно быстро дезинтегрироваться. Так, глинистые известняки в воде размягчаются, и временное сопротивление сжатию понижается до  $500 \text{ Н/см}^2$ , вместо  $3000 \text{ Н/см}^2$  в сухом состоянии. Для доломитов, как и для некоторых разновидностей известняков-ракушечников, характерно выщелачивание. При этом образуется «доломитовая мука». Это — рыхлый, несцементированный материал, состоящий из зерен доломита диаметром  $0,25 \text{ мм}$ . Такой материал, как и мел, во влажном состоянии становится мягким, пастообразным, а при существенной примеси глинистых частиц — пластичным. Часто быстро набухают, размягчаются и размокают трещиноватые мергели.

Таким образом, у большой группы горных пород с жесткими связями при соприкосновении с водой резко меняются физико-механические свойства. Еще до непосредственного влияния на

них механических усилий волн и прибрежно-морских течений прочность резко снижается, обычно в 2—5 раз, а для ряда пород — на 1—2 порядка. Следовательно, для процесса дифференциации затрачивается в столько же раз меньше энергии (этот вывод, к сожалению, не учитывается в учении о береговой зоне). Соответственно неточно обосновывается скорость абразии клифов и бенчей. Неточностью страдают и расчеты коэффициентов динамического возраста береговых зон [67], поскольку так называемая различная степень действия волнения, о которой судят путем осмотра различных волновых форм рельефа, в большей мере связана с характером реакции горных пород на влияние воды и морских волн, а не с энергетическим потенциалом волнения. Действительно, приведенные выше примеры показывают, что прочность водопроницаемых пород с жесткими связями при соприкосновении с водой уменьшается в несколько раз больше, чем при прямом механическом действии воды даже с участием абразивного эффекта. В этих условиях достаточно воздействия даже умеренных волнений, чтобы очень быстро развивались прибрежно-морские формы рельефа.

Дезинтеграция горных пород с нежесткими связями (дисперсные) класса Б практически связана только с влиянием влаги. При увлажнении, независимо от того, представлены ли они полностью глинистыми толщами или глинистый материал является заполнителем, механическая прочность резко снижается. Они становятся мягкими, пластичными, а при высокой степени увлажнения могут переходить в текучее состояние [38]. Поскольку большая группа осадочных пород содержит обычно не менее 30 % (нередко более 60 %) глинистых частиц (менее 0,005 мм), течения со скоростями несколько сантиметров в секунду достаточны для активного, очень быстрого вовлечения таких пород в процессе механической дифференциации (глины, суглинки, супеси и лессы).

Несцементированные осадочные породы (песчаные, гравийные, галечные и др.) практически не требуют предварительной дезинтеграции. Они сразу без подготовки вовлекаются в процесс прибрежно-морской дифференциации.

В соответствии с механическим составом, физико-механическими свойствами, структурными особенностями, генезисом различные горные породы в разной степени подвержены дезинтеграции. Глубже всего дезинтегрируются породы из группы осадочных сцементированных (класс А) и осадочных (класс Б). Они наиболее распространены на берегах морей и океанов.

Рассмотренные в этом разделе свойства горных пород могут служить одним из обоснований классификации пород по степени сопротивляемости абразии.

Влияние увлажнения может объяснить, почему сравнительно прочные породы в береговой зоне относительно быстро разрушаются, несмотря на низкие значения волновых давлений. Если сила удара волны достигает, скажем,  $5 \text{ т/м}^2$ , это не значит, что

разрушение будет происходить при такой же прочности на одноосное сжатие: прочность может быть на порядок выше в сухом состоянии. Именно благодаря понижению прочности при водонасыщении скорости абразии берегов достигают высоких значений и в море сносится большое количество осадочного материала. Этим во многом определяются также дальнейшие пути преобразования исходного материала в береговой зоне.

## 5.5. Основные признаки прибрежно-морской дифференциации

Современные исследования процессов литодинамики в береговой зоне показывают, что основным признаком и показателем процесса дифференциации наносов является изменчивость их состава на берегу и на подводном склоне [18, 23, 91, 92] в зависимости от гидрометеорологического режима, рельефа подводного склона и контуров береговой линии. В работах на эту тему анализ процесса дифференциации сопровождается подробной характеристикой состава наносов на пляже, в зоне валов и глубже, на мысах, в бухтах в зависимости от фаз одного шторма или сезонных изменений гидрометеорологического режима.

Появляются также работы, вскрывающие особенности распределения состава наносов по мощности слоя волновой переработки в береговой зоне. Существует много попыток сформулировать закономерности распределения наносов. Тем не менее приходится признать, что, несмотря на обилие публикаций, выводы подавляющего их большинства сводятся всего к пяти пунктам, согласно Ф. А. Щербакову и др. [91]:

1) наиболее грубыми и наименее отсортированными оказываются песчаные отложения пляжа;

2) наиболее хорошо отсортированы при резком преобладании мелкопесчаной фракции 0,1—0,25 мм пески подзоны с подводными валами и ложбинами;

3) мористее зоны подводных валов залегает наиболее мелкий материал с преобладанием частиц алевритового класса крупности;

4) с углублением в толщу наносов увеличивается их крупность;

5) у мысов залегает более крупный материал, чем в бухтах.

С целью детализации рассматривается слоистость толщ наносов, изучается распределение наносов внутри отдельных зон подводного склона. И в дальнейшем рекомендуется накопление подобных данных как основной предмет изучения дифференциации внутри береговой зоны [18, 72, 92].

С позиций структурного анализа такой подход к изучению процессов дифференциации необходим, он имеет важное научное и прикладное значение [6], причем даже приводимый в цитированных выше работах фактический материал сам по себе ценен. Для нашей работы важен вывод, что в подзонах подводного

склона состав наносов относительно устойчив в среднем за многолетний период, несмотря на колебания штормового режима во времени. К подзоне пляжа устойчиво приурочены наиболее крупные и наименее отсортированные наносы, с удалением в сторону моря крупность материала в целом уменьшается, соответственно в подзонах валов и внешней показатели крупности колеблются около определенного среднего значения. В общем береговая зона является своеобразной ловушкой крупнозернистой части исходного материала.

Надо признать, что подобные литодинамические признаки и показатели не пригодны для целей данной работы — объяснения процессов преобразования исходного материала, поступающего из разных источников. То, что, скажем, на подводных валах наносы крупнее, чем в межваловых ложбинах, не дает представления о характере внешней дифференциации, поскольку речь идет об одних и тех же наносах «волнового поля» (вторая разновидность материала), но залегающих в разных подзонах береговой зоны. Для выяснения внешних литодинамических связей необходимо сравнение состава прибрежно-морских наносов (второй разновидности), с одной стороны, и состава исходного осадочного материала (первая разновидность) и выносимого за пределы береговой зоны (третья разновидность) — с другой. Такие сравнения правомерны, поскольку длительно, устойчиво сохраняются источники питания, механизмы дифференциации и результаты их действия.

О характере внешней дифференциации осадочного материала в пределах прибрежно-морских фаций можно судить по ряду признаков и показателей. В соответствии с изложенными в этой главе сведениями и выводами эти признаки и показатели можно выстроить в схему, демонстрирующую ход дифференциации в разных условиях береговых зон (рис. 38).

Прежде всего необходимо указать на изменение количественных соотношений поступающего и задерживающегося в береговой зоне материала. Как показано в гл. 3 и 4, приходные элементы часто очень продуктивны. Например, по расчетам автора, в результате действия абразии на участки от м. Аджиаск до Одесского залива (Черное море) поступает в среднем за многолетний период около 2 млн. м<sup>3</sup>/год осадочного материала. Из них около 100 тыс. м<sup>3</sup>/год приходится на наносы «волнового поля». Согласно принятым в гл. 1 обозначениям, суммарный снос исходного осадочного материала  $(A + d) = 2000$  тыс. м<sup>3</sup>/год, а пляжеобразующих фракций  $O_b = 100$  тыс. м<sup>3</sup>/год. Отношение между ними можно выразить через коэффициент количественных соотношений  $K_d = O_b / (A + d) = 0,05$ . В данном случае  $K_d$  показывает, что лишь одна из 20 частей исходного материала остается в береговой зоне и дает представление о мере «общей дифференциации».

Другой пример. В Черное море на участке от м. Константиновского до Евпаторийского залива поступает из разных источни-

ков в среднем за многолетний период 3430 тыс. м<sup>3</sup>/год исходного осадочного материала, а остается в береговой зоне, по расчетам и прямым съемкам пляжей и подводного склона, порядка 725 тыс. м<sup>3</sup>/год пляжеобразующих фракций. Следовательно, для этого участка  $K_d = 0,21$ .

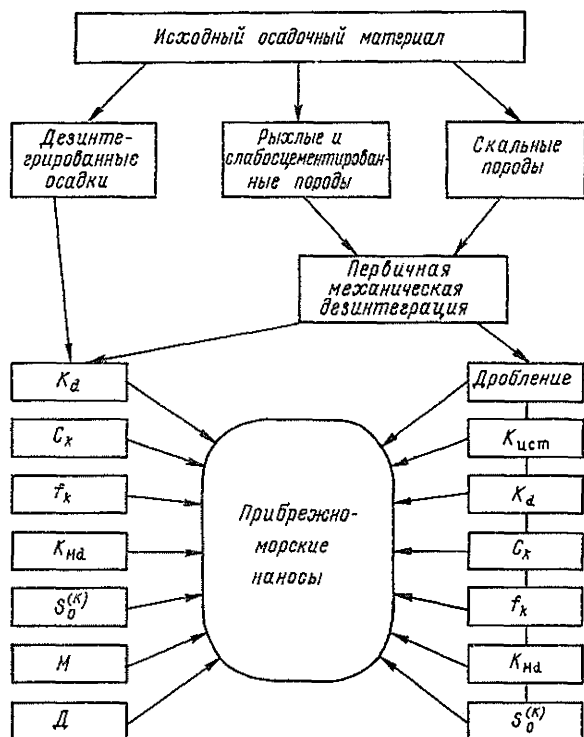


Рис. 38. Блок-схема процесса дифференциации исходного осадочного материала в береговой зоне морей.

Примеры можно продолжить, но и из приведенных видно, что  $K_d$  указывает на способность прибрежно-морских факторов преобразовывать исходный материал в другие разновидности — пляжеобразующие и взвешенные. Это позволяет определить ежегодную норму поступления прибрежно-морских наносов и важно при расчетах мощностей вдольбереговых потоков наносов, в зависимости от режима которых формируются отложения и рельеф прибрежно-морского генезиса. Очевидно, чем больше пляжеобразующих фракций в исходном материале, тем ближе к единице  $K_d$ , но не может быть более единицы.

Принимая во внимание сведения, изложенные в гл. 3 и 4, приходим к выводу, что коэффициент количественных соотношений (показатель общей дифференциации) в наибольшей степени зависит от литологических и физико-механических свойств пород, слагающих берега и сопредельную сушу, терригенных осадков, сносимых из разных источников, от их способности дезинтегриро-

ваться. Разные значения  $K_d$  получаются в условиях подводного склона разной крутизны, различного гидрометеорологического режима, разной сложности рельефа береговой зоны и других причин, т. е. тех, которые вообще определяют развитие береговой зоны [23, 42].

Остальные показатели дифференциации — грануло-минералогические. В основу их расчета положено использование так называемой средней пробы. Ее состав определяется как среднее из совокупности проб, отобранных на разных элементах пляжа и подводного склона. В итоге такая проба отражает суммарное влияние прибрежно-морских условий на литодинамическое развитие данного участка береговой зоны.

Другим показателем прибрежно-морской дифференциации можно считать соотношение «опорных фракций» в исходном осадочном материале, с одной стороны, и в прибрежно-морских наносах — с другой. Обозначается индексом  $C_k$ . По мнению ряда исследователей [81, 91, 113], достаточно полно характеризует свойства прибрежно-морских наносов и условия их седиментации.

Одним из способов изучения прибрежных россыпей Балтийского моря был анализ опорных фракций. В частности, В. Г. Ульстом и автором было доказано, что к ним тяготеют зерна полезных минералов. Для восточной части Балтики опорными являются фракции преимущественно 0,3—0,1 мм на участках зарождения вдольбереговых потоков наносов и 0,1—0,05 мм на участках разгрузки потоков.

В осадочных породах, слагающих берега Западного Крыма, к опорным относятся фракции 0,5—1,0 мм, а на пляжах — 5,0—10,0 мм. То же характерно и для береговой зоны между Адлером и Сочи, между устьем р. Камчия и м. Эмине на Черном море, у Самбийского полуострова на Балтийском море. Несовпадение опорных фракций на пляжах и в источниках питания приводит к перестройке литодинамического процесса, что, по мнению автора, говорит о глубокой дифференциации. Если же в источниках те же опорные фракции, что и в пляжевых наносах, то глубина дифференциации значительно меньше.

Степень преобразования опорных фракций, по-видимому, обусловлена влиянием режима вдольбереговых потоков наносов, устойчивостью состава наносов в разных подзонах береговой зоны и на отдельных участках по трассе вдольбереговых потоков, содержанием пляжеобразующего материала в источниках питания. Так, если принять в среднем для восточной части Балтики опорную фракцию 0,1—0,25 мм, то окажется, что ее содержание в средней пробе в районе Ниды равно около 20 %, возле Клайпеды — 27 %, Паланги — 29 %, Швентой — 36 % и южнее Лиепай — 41 %. В то же время в питающих слабосцементированных моренных и флювиогляциальных породах, залегающих в составе клифов и бенчей, содержание указанной фракции в среднем равно 10 % [74]. Отсюда, по ходу потока  $C_k$  колеблется от 2



до 4,1 и одновременно может служить мерой преобразования исходного материала вдоль трассы потоков, мерой глубины дифференциации.

Соотношение опорных фракций  $C_k$  может измеряться в относительных и абсолютных значениях. Например, у северных берегов Каркинитского залива наносы представлены в основном фракцией мелкого алеврита 0,05—0,01 мм — около 30 %. В клифах ее содержание выше — 50—60 %. Относительный показатель  $C_k = 0,5 \div 0,6$ , т. е. меньше единицы. Это свидетельствует о не-

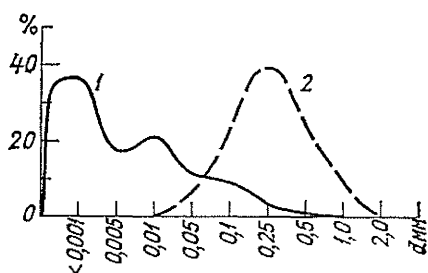


Рис. 39. Распределение фракций в твердом стоке Дуная (1) и наносов в средней пробе пляжа севернее Констанцы (2).

глубокой дифференциации в соответствии с небольшим энергетическим потенциалом береговой зоны: не успев отсортироваться, материал выносятся за пределы береговой зоны волновыми и сгонно-нагонными течениями или консервируется в аккумулятивных формах.

Расчет абсолютных соотношений  $C_k$  правомерен в связи с устойчивостью продуктивности источников питания, с одной стороны, и количества опорной фракции в составе наносов данного участка — с другой. Например, на Бурнасском участке (Черное море) из  $102 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$  выносимого из клифов материала 3,1 % приходится на опорную фракцию 0,1—0,25 мм, т. е.  $A_k = 3,2 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ . Согласно прямым измерениям, в среднем за многолетний период объем прибрежно-морских наносов в составе пляжа  $F_a = 38 \text{ м}^3/\text{м}$ . Из них 38 %, т. е.  $14,4 \text{ м}^3/\text{м}$ , приходится на опорную фракцию. Отсюда  $C_k 14,4 : 3,2 = 4,2$ .

С увеличением количества выносимой из разных источников опорной фракции  $C_k$  меняется. Уменьшение значений свидетельствует о снижении меры дифференциации в связи с невозможностью достаточно полной волновой переработки повышенного количества исходного материала. Рост  $C_k$  происходит, по-видимому, при уменьшении энергетического потенциала береговой зоны и уклонов подводного склона при неизменной продуктивности источников питания.

Важным признаком процесса дифференциации является и изменение соотношения отдельных фракций  $f_k$  в составе прибрежно-морских наносов по сравнению с материалом, поступающим из разных источников. Так, на рис. 39 представлены кривые распределения по данным анализа девяти проб

наносов Старо-Стамбульского рукава дельты Дуная и 11 проб с поперечного профиля подводного склона в районе Томис севернее Констанцы (Румыния). На участке морского берега произошло резкое смещение в сторону укрупнения фракций — вместо частиц мельче 0,01 мм стали преобладать фракции 0,1—0,5 мм за счет выноса более мелких. Характерно, что в районе Томис в минералогическом составе около 90 % дунайского материала.

Аналогичные данные получены автором и по другим районам Черного и других морей; в каждом случае прослеживалась подобная закономерность. Она известна давно [6, 23, 74], но здесь автором предлагается как один из признаков дифференциации исходного материала.

Показатель  $f_k$ , помимо наложения кривых распределения, можно определять по изменению формы кумулятивных кривых, смещению одной или нескольких кумулянт относительно остальных, по изменению количества и высоты вершин на полигонах распределения.

Изменчивость среднего (медианного) диаметра частиц  $K_{Ma}$  применима для тех источников питания, которые поставляют уже дезинтегрированные осадки (см. рис. 39), поскольку, например магматические кристаллизованные породы, не могут характеризоваться медианой. Среди коренных пород данным показателем описываются глинистые уплотненные и неуплотненные, несцементированные обломочные, некоторые изверженные (табл. 19). В процессе дифференциации происходит смещение значений  $Md$  в сторону увеличения для мелкообломочных разностей и в сторону уменьшения для грубообломочных разностей, как отмечалось в п. 5.2. Скажем, в клифах восточного берега Азовского моря залегают красно-бурые скифские глины. Их водный анализ показал  $Md_k = 0,03$  мм. Здесь же на пляжах

Таблица 19

Изменения гранулометрических характеристик осадочного материала на пляжах по сравнению с материалом в клифах, дюнах и реках о. Итуруп (Курильские острова)

Район	Элемент рельефа	Гранулометрическая характеристика				
		медиана, мм	коэффициент сортировки	коэффициент асимметрии	ведущая фракция	
					мм	%
Берега зал. Касатка	Клиф	0,30	9,03	4,593	0,1—0,25	46,1
	Пляж	0,40	1,40	0,306	0,25—0,5	54,4
	Дюны	0,33	1,45	0,255	0,25—0,5	62,7
Берега Куйбышевского зал.	Клиф	0,52	2,72	0,712	0,25—0,5	23,8
	Пляж	0,29	1,84	0,295	0,1—0,25	43,2
	Дюны	0,37	1,25	0,333	0,25—0,5	80,7
	Русло реки	0,32	1,41	0,276	0,25—0,5	53,0

находятся наносы с  $Md_{\Pi} = 0,22$  мм. Отсюда отношение  $Md_K : Md_{\Pi}$  дает  $K_{Md} = 0,14$ .

Аналогичный пример можно привести для района пос. Курортного около Будаковского лимана в северо-западной части Черного моря. Коренные плиоценовые глины в клифах и на бенчах имеют  $Md_K = 0,01$  мм, а на пляже  $Md_{\Pi} = 0,23$  мм, следовательно,  $K_{Md} = 0,04$ .

Увеличение соотношений  $K_{Md}$  свидетельствует о возрастании роли источников питания в образовании прибрежно-морских наносов (второй разновидности осадочного материала). Если коэффициент приближается к единице, то на данном участке минимальное количество материала выносится за пределы береговой зоны и максимально возможное остается в ней. Повышение меданных соотношений до значений, больших единицы, показывает, что становится меньше частиц, которые расходуются на образование прибрежно-морских наносов, но уже за счет постоянного укрупнения исходного осадочного материала. По-видимому, переход от значений, меньших единицы, к значениям, большим единицы, характеризует увеличение степени сопротивляемости абразии горных пород, уменьшение уклонов подводного склона и удельной энергии трансформирующихся волн. В этом отношении характеристика направленности механической дифференциации схожа с характеристиками по  $C_K$  и  $f_K$ .

Соотношения коэффициентов сортировки  $S_0^{(K)}$  являются показателями дифференциации того же исходного материала, что и  $K_{Md}$ . Особенно хорошие результаты получаются при сопоставлении  $S_0$  материала твердого стока рек и пляжевых наносов. Так, коэффициент сортировки дунайских наносов составляет в среднем 1,49; а пляжевого материала севернее Констанцы — 1,18. Показатель  $S_0^K = 1,3$ . В то же время коэффициент сортировки аллювия р. Альма в Западном Крыму равен 2,35; а пляжевых наносов в устье реки — 4,27. Отсюда, показатель  $S_0^{(K)} = 0,55$ . Таким образом, соотношения коэффициентов сортировки также может быть больше и меньше единицы.

В прибрежно-морских фациях меняется минералогический состав исходного осадочного материала. Изменения претерпевают валовые содержания тяжелой фракции, абсолютное количество и соотношение отдельных минералов. В коренных питающих породах эти изменения обычно устойчивы и от места к месту колеблются несущественно, что связано с генезисом пород того или иного типа. В то же время в современной береговой зоне отмечена неравномерность содержания наносов с разными минералогическими характеристиками вкрест простирания, по простиранию берега и по мощности слоя наносов. Сопоставим их состав с составом твердого стока и с содержанием минералов в коренных питающих породах.

По-видимому, первой отечественной работой, в которой изучалась роль береговой зоны в преобразовании минералогического

состава осадочного материала с позиций внешних связей, является исследование Ю. А. Павлидиса [61]. Хотя он и не ставил своей задачей специальное решение данного вопроса, приводимые им материалы показывают, что в береговой зоне за счет процессов дифференциации содержание тяжелой фракции в наносах повышается в несколько раз, а в россыпных очагах — на порядок по сравнению с содержанием в исходных питающих рыхлых породах.

Валовое содержание тяжелых минералов  $M$  в питающих материнских породах (осадочные моренные, флювиогляциальные, лимногляциальные) колеблется от 0,1 до 0,7 %,

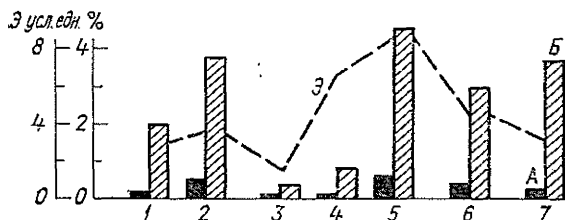


Рис. 40. Гистограмма изменения валового содержания тяжелых минералов в коренных осадочных породах (А) и средней пробе наносов с пляжей (Б).

Азовское море: 1 — район Ясенской косы, 2 — восточнее г. Жданов; Черное море: 3 — вершина Каркинитского залива, 4 — район м. Сан-Доминго; Белое море: 5 — около устья р. Велека (НРБ); Баренцево море: 6 — северо-восточнее м. Инцы; 7 — вершина Чешской губы. З — условные единицы энергии, рассчитанные по ветровым характеристикам каждого района.

в среднем принимается 0,4 %. В то же время за счет накопления в непосредственной близости от источников питания и выноса пелитовых фракций в пробах наносов в районе корня Куршской косы валовое содержание составляет 0,6—1,5 %, в ее средней части — до 1,8 %, около Паланги—Швентой — 0,7—2,1 %, южнее Лиенаи — 0,9—2,8 %. И в этом случае, как и при распределении опорных фракций (см. выше), изменение валового содержания по ходу Восточно-Балтийского потока наносов указывает на степень дифференциации исходного осадочного материала [81].

Как видим, в средних пробах содержится в 2—7 раз больше тяжелых минералов, чем в исходных породах. По [74], эта разница оценена в 4—7 раз для района между м. Кнуби и м. Колкарагс. Такое же значение получено автором для восточных берегов Азовского моря, северо-западных берегов Черного моря, Зимнего берега Белого моря (рис. 40). По-видимому, указанное кратное есть характерный показатель механической дифференциации рыхлых осадочных пород при их поступлении в береговую зону.

На этом общем фоне степень увеличения содержания тяжелой фракции наносов более низка, если исходные питающие породы сложены континентальными глинами или лессами, а процесс дифференциации происходит в условиях низкого потенциала волновой энергии. С ростом его, допускающего, однако, накопление в береговой зоне песчаных фракций, степень увеличения содержания тяжелой фракции в прибрежных наносах возрастает в срав-

нении с ее содержанием во всех питающих рыхлых породах, но в наибольшей мере этот рост отмечен в тех районах, где в породах повышено содержание тяжелых минералов. Этот вывод отличается от общераспространенного среди многих специалистов, по которому обогащение прибрежных наносов тяжелыми минералами зависит в наибольшей мере от их содержания в питающих коренных породах и степени выветрелости пород. Не меньшее значение имеют и запасы энергии волн в береговой зоне (см. рис. 40).

В россыпных очагах содержание тяжелых минералов намного выше, чем во вмещающих наносах. Например, опробование показало, что валовое содержание тяжелых минералов в Куршской россыпи достигает 15—23 % массы пробы, в Клайпедской — до 10 %, в Швентойской — около 12 %, в Папе — до 14 %, в Лиепайской — около 26 %. Это больше, чем во вмещающих наносах, в 5—13 раз, чем в питающих материнских породах, в 15—65 раз, чем в размываемых авантюрах, в 3—6 раз [81]. Это важные признаки, иллюстрирующие степень дифференциации исходного осадочного материала в прибрежно-морских фациальных условиях.

Процесс механической дифференциации преобразует и соотношения отдельных минералов  $D$  в тяжелой фракции. Для береговой зоны Балтийского моря характерны ильменит, рутил, циркон, лейкоксен. Среднее содержание ильменита в материнских породах бенчей и клифов района исследований составляет в среднем 10,5 % от массы тяжелой фракции по сравнению с 23,5 % в наносах после того, как они прошли дифференциацию и вошли в состав россыпей [15, 81]. Еще в большей степени увеличивается содержание рутила: от 0,8 % при крайних значениях 0,6—1,1 % в питающих материнских породах до 9,3 % при крайних значениях 3—14 % в тяжелой фракции наносов. Соответственно содержание циркона растет с 1,1 % (0,72—1,9 %) до 6,5 % (1—10 %), лейкоксена — с 1,6 % (0,5—4,4 %) до 2,5 % (1—4 %). Таким образом, в тяжелой фракции наносов указанные минералы содержатся в большем количестве по сравнению с тяжелой фракцией коренных питающих пород соответственно в 2,2; 11,6; 5,9 и 1,6 раза. Если эти значения умножить на результат деления валового содержания тяжелой фракции в наносах (см. предыдущий абзац) на ее содержание в питающих породах (0,4 %), то узнаем, во сколько раз увеличивается количество этих минералов в процессе дифференциации осадочного материала в береговой зоне (табл. 20).

Аналогичные процессы происходят и с легкими минералами. Наиболее заметно увеличение содержания устойчивых к механическому влиянию зерен, но в гораздо меньшей степени, чем тяжелых минералов. Показатель дифференциации  $D$  обычно составляет от 1 до 5. В общем случае чем ниже содержание того или иного легкого минерала в исходной материнской породе, тем выше показатель его дифференциации в береговой зоне. Напри-

мер, на рис. 41 показана изменчивость кварца, полевых шпатов и обломочных карбонатов в разных классах крупности наносов. Зерна минералов оптимальной прочности, когда их вынос, растворение или истирание компенсируются приходом из разных источников питания, несущественно меняют свои концентрации в прибрежно-морских фациальных условиях.

Изложенное выше позволяет сделать вывод о том, что дифференциация исходного осадочного материала в береговой зоне за-

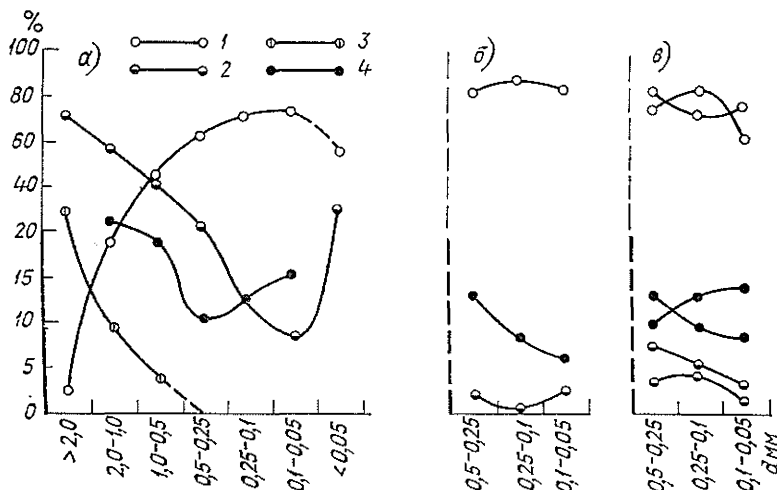


Рис. 41. Изменения содержания минералов легкой фракции в моренном обломочном материале (а — моренные суглинки), в наносах пляжа (б) и подводного склона (в) [74].

1 — кварц, 2 — карбонаты, 3 — обломки кристаллических пород, 4 — полевые шпаты.

висит не только от энергетического потенциала гидрогенных факторов, хотя большинство исследователей в настоящее время считает его главной причиной самого этого процесса [6, 18, 91, 98]. Не меньшее значение имеет и способность питающих пород подвергаться дифференциации; в этом выводе находит отражение

Таблица 20

Увеличение содержания (кратность) отдельных минералов в различных россыпных телах по сравнению с содержанием этих минералов в питающих материнских отложениях береговой зоны Балтийского моря

Россыпь	Количество проб	Ильменит	Рутил	Циркон	Лейкоксен
Куршская	160	82—126	225—330	435—667	60—92
Клайпедская	20	до 55	147	290	40
Швентойская	65	33—66	88—177	174—348	24—48
Папе	40	55—77	147—206	290—406	40—56
Лиепайская	105	99—143	265—383	522—754	72—104

известное положение теории морского седиментогенеза, по которому переработка сносимого с суши материала определяется степенью подготовленности этого материала к сносу [44, 46]. Подготовленность материала к сносу, его способность к дезинтеграции и другим стадиям дифференциации, с одной стороны, и характер проявления гидрогенных факторов, с другой стороны,— это две взаимосвязанные равноправные стороны одного и того же процесса — переработки исходного осадочного материала в береговой зоне.

Согласно рис. 38, направленность и ход дифференциации зависят преимущественно от свойств осадочного материала. Если в береговую зону поступает уже дезинтегрированный материал (например, в виде твердого стока рек), то наиболее вероятно последовательное прохождение им всех стадий процесса дифференциации. Поэтому характеристика процесса будет наиболее полной и включит в себя все показатели левой колонки на схеме.

В зависимости от природных условий береговой зоны процесс дифференциации может замедлиться или приостановиться на одной из стадий, обозначенных индексами на рис. 38, поэтому на разных участках состав наносов различен. Так, на приглубых участках преобладают крупнозернистые наносы, поскольку под влиянием повышенного количества волновой энергии и крутых уклонов подводного склона мелкозернистый материал сбрасывается на глубину. В этом случае процесс дифференциации не достигает стадий М и Д. У очень отмелых берегов с пониженным энергетическим потенциалом гидрогенных факторов состав пляжевых наносов близок к составу исходных питающих пород и осадков, так как процесс изменения медианного диаметра и коэффициента сортировки не завершается полностью. На участках совместного питания дезинтегрированными осадками и скальными породами свойства прибрежно-морских наносов могут определяться показателями как левой, так и правой колонками схемы.

Именно благодаря общему процессу дифференциации оказывается возможным формирование наносов с разными гидравлическими свойствами. У разных их групп бывают разные опорные фракции, разное соотношение отдельных классов крупности, медиана, сортировка; они содержат неодинаковое количество тяжелой и легкой фракций, отдельных минералов. Поэтому для наносов с одними свойствами фацция береговой зоны является благоприятной, а для наносов с другими свойствами — неблагоприятной, чуждой. Одни удаляются из береговой зоны, а другие — задерживаются, остаются. Вот почему процесс дифференциации может считаться важнейшим в формировании расходных элементов баланса осадочного материала.

## Глава 6

# ОСНОВНЫЕ РАСХОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ БАЛАНСА НАНОСОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

На дне морей и океанов состав осадков различный, но преобладают алеврито-пелитовые фракции [44, 46]. Это прямо указывает на то, что через береговую зону «прорываются» в основном тонкозернистые частицы — самые мелкие фракции исходного осадочного материала. Второстепенное значение имеют непосредственные поступления из неволновых источников — они приводят главным образом к укрупнению донных осадков. Так, в областях ледового сноса значительны примеси грубообломочных фракций (дресвы, щебня, глыб). Крупнозернистый материал широко распространен в районах, примыкающих к вулканам, а также на конусах выноса подводных каньонов [43, 79]. Процессы дифференциации приводят к накоплению в береговой зоне относительно однородного по составу материала. Часть его может возвращаться на сушу и аккумулироваться в виде эоловых форм рельефа.

Следовательно, исследование расходных элементов баланса должно проводиться с помощью анализа миграции наносов внутри береговой зоны и выноса на сушу и в глубоководные области водных бассейнов.

### 6.1. Вынос осадочного материала волновыми течениями из береговой зоны

В гл. 5 показана роль волновых и приливных течений в преобразовании исходного материала в прибрежно-морских условиях. Из приведенных в гл. 3 и 4 данных следует, что преобразуется огромное количество осадочного материала, поступающего из разных источников. Его объемы, однако, намного больше того, что залегает непосредственно в береговой зоне. Обнаружено, что в большинстве случаев количество находящегося в береговой зоне материала в несколько раз меньше поступающего. Напрашивается вывод, что характерной особенностью современных прибрежных литодинамических процессов является преобладающий вынос наносов за пределы береговой зоны.

В. В. Лонгинов [45] считает, что до сих пор нет четкого представления о механизме выноса материала из береговой зоны с помощью волновых течений. Автор присоединяется к этой точке зрения. Поэтому в качестве рабочей принимается схема, рассмотренная в гл. 5. Ее же использует большинство исследователей [4, 45, 46, 67, 77, 140].

Согласно принятой схеме, вынос материала обусловлен действием особой циркуляции прибрежных вод. Можно добавить, что этот процесс в немалой степени усиливается плотностной страти-



фикацией, связанной с концентрацией взвеси в придонных горизонтах, с одной стороны, и с разницей плотностей около берега и в открытом море — с другой. Важным элементом данной схемы является процесс пульсации переносящей скорости в волновом потоке.

Концентрация взвеси в береговой зоне максимальна в устьевых областях рек, особенно в эстуариях, и в районах активной абразии глинистых пород. По натурным измерениям, среднее содержание взвесей поверхностных горизонтах при слабых волнениях составляет около 50—100 мг/л [55, 94, 127]. Согласно стационарным исследованиям [4], в придонном слое (горизонты 0—50 см от дна) концентрация взвеси намного больше, обычно в 2—5 раз. Максимальное насыщение отмечено на горизонтах 0—20 см, где над песчаным подводным склоном оно может достигать 300—400 мг/л, а над глинистыми во время штормов — в 2—3 раза больше.

Групповое строение волнового потока является характерным для береговой зоны [45, 140]. Им обусловлено чередование высоких и низких разрушающихся волн. Разрушение серии высоких волн сопровождается интенсивным переносом воды к берегу и относительным повышением уровня моря. Во время прохождения серии более низких волн скопившаяся у берега вода перемещается в сторону моря и уровень понижается [41]. Очевидно, вместе с выносом воды в открытое море поступают и наносы, чем обеспечивается их расход.

В летние сезоны 1979—1981 гг. экспедицией Одесского университета выполнены наблюдения за распределением взвеси над подводным склоном в интервале глубин от 0 до 5 м в северо-западной части Черного моря (табл. 21). Работы выполнялись на характерных участках в основном при небольшом волнении (при высоте волн до 1,0—1,2 м). Конечно, полученные данные дают лишь ориентировочное представление о концентрации взвеси, поскольку отбор проб производился в нескольких точках, чаще всего отстоявших на 10—15 м одна от другой.

В зависимости от силы волнения и состава донных грунтов концентрация в придонном горизонте 0—20 см менялась в широких пределах — от 100—200 до нескольких тыс. мг/л. Это на 2—3 порядка больше, чем фоновые концентрации над внешней частью шельфа и глубоководным ложем дна Черного моря. Такие значения указывают на взмучивающую способность прибойного потока, возрастающую с приближением к берегу (рис. 42).

На поперечных профилях рис. 42 и в табл. 21 хорошо прослеживается закономерное уменьшение концентрации взвеси с удалением от дна и приближением к поверхности воды. В придонных горизонтах воды взвешенных частиц обычно в 2—5 раз больше, но нередко — на порядок. Сопоставляя такое распределение взвеси со схемой динамики прибрежных вод (см. рис. 36), несложно заметить, что к берегу подается осветленная вода, а от берега в открытое море — мутная. Следовательно, можно говорить об активном выносе взвешенных частиц в открытое море.

Количество взвешенного материала уменьшается в направлении от берега в сторону открытого моря в соответствии с характером распределения удельной энергии волн над поперечным профилем подводного склона. Однако причина видится не только в этом соответствии. Поскольку с увеличением глубин растет и площадь живого сечения обратного волнового потока, согласно рис. 36,

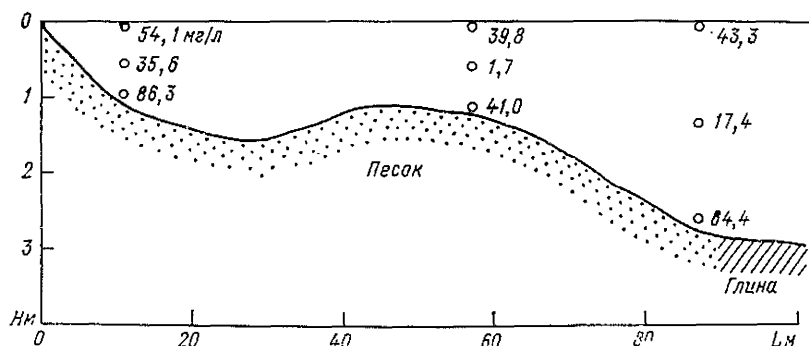


Рис. 42. Распределение концентраций взвеси (мг/л) над поперечным профилем подводного склона в районе пос. Черноморка к югу от м. Бол. Фонтан (Черное море).

Таблица 21

Концентрация взвеси около берегов Черного моря во время небольших волнений

Район отбора проб	Донные осадки	Высота волн, м	Глубина, м	Расстояние от берега, м	Концентрация (у дна/у поверхности), мг/л
Джарылгачский залив, западнее Скадовска	Песок и суглинки	0,3	1,85	150	138/81
Восточнее Скадовска	Суглинки	0,7	2,75	800	141/105
п-ов Хорлы	Суглинки	0,5	1,15	30	540/41
У порта Скадовск	Глины	0,4	1,70	40	90/66
Восточная часть косы Джарылгач	Пески	0,9	1,60	45	132/31
Северная часть косы Джарылгач	Заклепанный песок	0,4	1,50	130	263/110
п-ов Дангелитип	Суглинки	0,5	1,20	80	266/60
Маяк Джарылгач	Ракушечный песок	1,0	1,50	35	3402/119
Мыс Бурнас	Суглинки	0,2	1,85	65	97/66
Юго-западная часть пересыпи Будаковского лимана	Песок и суглинки	0,1	2,25	140	84/43
		0,8	2,10	120	428/122
Центральная часть Будаковского лимана	Ракушечный песок	0,1	2,75	165	28/10
		0,4	2,90	180	131/91
Пос. Черноморка	Песок	0,2	2,85	95	64/43
м. Большой Фонтан	Суглинки	0,2	2,45	70	56/35
Аркадийская бухта	Песок	0,3	4,10	135	87/47
м. Ланжерон	Песок	0,1	1,50	55	41/39
Вершина Одесского залива	Песок	0,3	3,00	140	98/60
Пляж «Дельфин», Одесса	Песок	0,4	3,20	155	110/81

то распределение в нем взвеси понижает общую концентрацию. С другой стороны, в береговой зоне под действием прибойного потока взмучивается не только алеврито-пелитовый, но и песчаный материал (часто его содержание составляет до 50—70 % у аккумулятивных песчаных форм). Он не выносится далеко от берега, а сальтирует в соответствии с повышенной гидравлической крупностью и скоростями течений; проходит десятки метров, затем оседает и может повторно попасть во взвешенное состояние. Таким образом, зафиксированные значения концентрации еще не указывают на то, что материал в таком же количестве полностью удаляется за пределы береговой зоны. Более половины его, по-видимому, не достигает внешнего края береговой зоны, о чем свидетельствует залегание там илистых или значительно заиленных осадков. Отсюда можно заключить, что чаще всего волновые течения в береговой зоне многократно взмучивают один и тот же объем наносов, составляющий часть общего количества. В конце концов, через большие промежутки времени удаляется весь материал, а на его место приходит новый из разных источников: с суши, из клифов и подводного склона.

Приведенные данные показывают, что максимальные значения концентрации взвесей отмечаются во время волнений. С затуханием волнений частицы резко оседают, что понижает их содержание в толще прибрежных вод. Наиболее интенсивное оседание наносов происходит в первые 3—4 ч (до 50—70 % от концентрации во время шторма). Но опять же максимальное количество отмечается около дна — до 160—180 мг/л, а в поверхностных горизонтах только до 30—40 мг/л. При всех измерениях преобладало направление течения в сторону моря. В придонных слоях скорость течения составляла чаще всего 30—35 см/с, а в поверхностных — до 18—20 см/с при глубине 1,0—1,5 м. С приближением к берегу скорости течения и концентрации взвеси на разных горизонтах вертикального столба воды понижались. Через 15—20 ч после затухания волнения уровень моря и скорость течения приходили в доштормовое состояние, концентрация взвеси обычно не превышала 10—15 мг/л, а во время штиля — 1—2 мг/л.

Выполненные исследования дали возможность установить определенную схожесть механизма выноса взвешенного материала на участках береговой зоны с очень отмытым подводным склоном, ветровой осушкой и активным влиянием сгонно-нагонных явлений с механизмом выноса из приливных береговых зон [49, 140]. В обоих случаях вынос взвесей активен.

Работы, подобные произведенным на Черном море, выполнялись автором в 1977 г. у восточных берегов Азовского моря, в районах пос. Воронцовка и м. Пеклы. В районе Воронцовки во время исследований дул северо-западный ветер 11—15 м/с, под углом к берегу 25—30°. Развивались вдольбереговые течения со скоростью до 40—45 см/с. У выровненного берега не обнаружено (с помощью поплавков) сколько-нибудь четко выраженного переноса воды в сторону открытого берега моря. Концентрация взвеси со-

ставляла около 60—70 мг/л в 500 м от берега и 185—195 мг/л в 50 м от берега (уклон подводного склона равен 0,0035). Вполне вероятно, что взвесь переносилась на восток в сторону Ейска вдоль берега, а уже там, где на пути вдольбереговых течений оказывались портовые молы, отклонялась к северу и уносилась в открытое море (аэровизуальные наблюдения). Неоднократно отмечались языки взвеси при западных и северо-западных ветрах, уходявшие в море от молов Ейского порта.

В районе м. Пеклы на Таманском побережье работы выполнялись также при северо-западном ветре со скоростью 11—15 м/с. Направление ветрового потока с берегом составляло 40°. Продолжительность ветра — около 8 ч. Скорость течения возле берега не превышала 1,1 м/с, в среднем 0,6 м/с. По данным девяти опробований на глубине 1 м концентрация взвеси достигала 50—55 мг/л. Береговая линия здесь изрезана, и потому поток взвешенных частиц не был сплошным. От западной оконечности мысов в море выступали языки взвеси на расстояние до 300—500 м, а напротив восточных вода была осветлена — концентрация взвеси всего около 15 мг/л. На пути до следующего мыса вдольбереговое течение вновь насыщалось взвешенными частицами и вновь формировался язык взвеси.

Таким образом, в отличие от районов с выровненным берегом, подверженным влиянию нормальных ветров и волнений, в условиях изрезанных берегов и при действии волнений под острым углом взвешенные наносы выносятся в открытое море у естественных или искусственных препятствий. Причем каналы выноса локализованы. Этот процесс схож с изученным Н. А. Айбулатовым и И. Ф. Шадринным и может считаться характерным. Кроме того, выполненные исследования помогли вычислить количество выносимого пелитового материала — по разности концентраций в областях повышенной и пониженной мутности. Так, в условиях отмелых береговых зон Каркинитского залива и Азовского моря при действии штормов повторяемостью до 10 % в море обычно выносятся 35—40 мг/л частиц мельче 0,1 мм.

Довольно высокие концентрации взвесей, постоянно пополняющих береговую зону, — явление, установленное достоверно. Несомненно и то, что насыщенные взвешенным материалом воды интенсивно перемещаются в сторону открытого моря.

Уже сейчас можно утверждать, что энергетический потенциал береговой зоны настолько велик, что позволяет удаляться из береговой зоны объемам наносов того же порядка, что и поступающих из разных источников.

По-видимому, сейчас еще рано говорить о каких-то пространственных закономерностях распределения волнового расхода взвешенного материала из береговой зоны. Еще недостаточно наблюдений за этим элементом. Однако можно считать установленным, что больше всего наносов теряют те участки береговой зоны, которые характеризуются наиболее суровым гидродинамическим режи-

мом, широким распространением глинистых пород, крутыми уклонами подводного склона.

## 6.2. Вынос речных наносов за пределы береговой зоны

Поступление речных наносов в береговую зону оценено в гл. 4.1. В зависимости от внешних природных условий соотношение

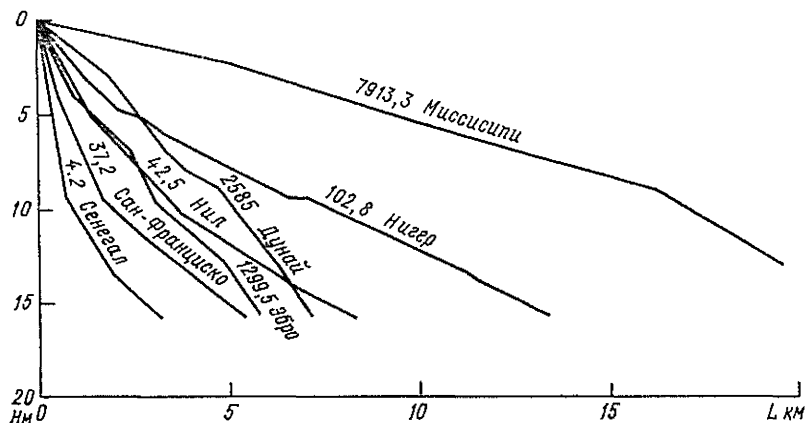


Рис. 43. Профили подводного склона на взморье некоторых дельт [148].

Числа означают коэффициенты ослабления волнового потока над профилями разной крутизны.

остающегося в устьях и выносимого в открытое море речного осадочного материала может существенно меняться, но в большинстве случаев наносы концентрируются в устьевых областях рек.

Режим распределения речных наносов на взморье зависит в первую очередь от того, приливное или бесприливное море, в которое впадает река [52, 67]. В обоих случаях непосредственный вынос в глубоководные области дна возможен лишь тогда, когда скорости течений достаточны для преодоления ширины береговой зоны (взморья). Следовательно, как источник осадочного материала для глубоководных областей имеют значение лишь крупные реки, а также некоторые мелкие во время сильных паводков. В остальных случаях основная часть речных наносов остается в береговой зоне и в дальнейшем может быть вынесена волновыми течениями.

Реки с одним и тем же количеством твердого стока при одинаковой скорости стоковых течений тем интенсивнее выносят осадочный материал за внешнюю границу береговой зоны, чем круче подводный склон. По [52, 148], это связано с уменьшением энергии волн, подходящих к устьям (рис. 43). Таким образом, взаимодействие стока рек и волнового режима определяет, где отклады-

вается принесенный реками осадочный материал — в береговой зоне или в глубоководных областях морского дна.

Взаимодействие стока рек и волнового режима определяется уклонами подводного склона на взморье. Именно они обуславливают характер распластывания струи стокового течения и его способность достигать внешней границы береговой зоны. С другой стороны, уклоны регулируют удельную энергию волн, трансформирующихся над подводным склоном. Таким образом, можно согласиться с Сафьяновым [67], что рельеф подводного склона на устьевом взморье представляет собой основу механизма, с помощью которого речные воды, насыщенные взвесью, способны преодолеть волновое воздействие.

Несколько иначе осуществляется взаимодействие речных и морских вод в приливных условиях. Как и около абразионных приливных берегов [49], в приливных эстуариях перенос осадков течениями зависит от градиента уровня [94, 110, 144]. Известный «взрывоочистительный» эффект проявляется в 5 раз чаще в фазе замедления приливного потока в сравнении с фазой ускорения потока, что обуславливает преобладание переноса осадочного материала в фазу замедления прилива и замедления отлива, однако в большей мере при замедлении прилива. Поэтому результативным является направление переноса осадков вверх по эстуариям, как было показано на примерах Атлантического побережья США [123] и устья Жиронды [94]. А это ведет к поглощению основной части твердого стока рек на аккумуляцию в эстуариях, а не на питание аллювиальным осадочным материалом глубоководных областей дна.

Особенно интенсивен твердый сток рек во время сильных тропических штормов и ураганов [114]. Это характерно для Атлантического побережья США, побережья Японии, Китая, Филиппин, Северной Австралии и других районов. Так, с 1966 по 1976 г. твердый сток р. Саскуэханна (США) составил приблизительно 50 млн. т, причем около 40 млн. т было вынесено за два паводка, вызванных ураганами [110]. За время весенних половодий, как и из других рек этого района, в море выносилось гораздо меньше взвешенных наносов — всего 0,3—0,9 млн. т/год, причем в паводки выносятся 50—60 % материала. Отсюда можно сделать вывод, что при исследовании твердого стока рек как источника осадков в глубоководные области дна основное внимание нужно уделять не средним режимным характеристикам, а влиянию тропических ураганов и штормов. Именно в периоды их действия увеличивается значение расходных элементов баланса наносов в береговой зоне.

Важным признаком поглощения эстуариями осадочного аллювиального материала является состав взвесей в тех районах водных бассейнов, которые примыкают к устьям рек. Так, на шельфе Атлантического океана между мысами Код и Гаттерас современные аллювиальные выносы составляют незначительную (несколько процентов) долю взвесей [123].

При оценке твердого стока рек как поставщика взвесей в береговую зону надо учитывать расположение створов на реке, где измеряется сток. Даже на коротких отрезках русла существенное количество речных наносов может изыматься на образование речных террас или поступать в реку дополнительно. Например, анализ твердого стока Днестра показал, что в 214 км выше устьевового створа средний годовой сток наносов составляет 1400 тыс. т, а в 77 км выше — всего 410 тыс. т. Такое же явление обнаружено и в устьевых областях крупных рек [51, 52, 114].

Особенностью материала твердого стока, в отличие от абразионных источников, является отсутствие предварительной механической дезинтеграции. Речные наносы и так достаточно хорошо дезинтегрированы и потому сразу же вовлекаются в процесс дифференциации и выносятся за пределы береговой зоны. В области действия стоковых течений господствующее положение занимают законы русловой дифференциации [52]. Видимо, этот процесс преобладает в условиях преимущественного развития волн по нормали к берегу. При преобладании косых волнений значительная часть речного материала перемещается вдоль берега, но и тут волновой, «внешней», дифференциации он подвергается в малой степени, поскольку состав материала в общем уже соответствует прибрежно-морским фациальным условиям. Следовательно, вынос материала речного происхождения за пределы береговой зоны, характеризующий отрицательные элементы баланса, происходит в наибольшей мере за счет действия стоковых, а не за счет волновых течений [36, 142].

Приведенные в этом и в п. 4.1 данные показывают, что роль твердого стока рек одного из расходных элементов баланса наносов (или приходного элемента для глубоководных областей) гораздо более скромная, чем это общепринято считать [44, 67]. Эту точку зрения попытался обосновать Н. М. Страхов, пришедший к выводу, что утвердившиеся в литературе расчеты твердого стока завышены по крайней мере в 2,5 раза. Данные автора и выводы показывают, что твердый сток действительно завышен. На это указывают процессы формирования дельт, накопления осадков в эстуариях, лиманах и лагунах, расход материала на образование прибрежно-морских форм рельефа.

Литодинамические процессы в эстуариях нередко приводят к поступлению некоторого количества взвешенных наносов из береговой зоны вверх по реке. Далее они могут попасть в старицы или на пойму и там отложиться. Этот материал окажется потерян для береговой зоны и глубоководного дна, а потому данное явление можно рассматривать как одно из звеньев расходного элемента баланса осадочного материала. В этом его отличие от гидрогенного процесса выноса с помощью волновых, приливных течений, по подводным каньонам, которые обуславливают снос материала только вниз по подводному склону и только в сторону открытого моря.

Пока еще невозможно точно рассчитать количество взвешенного осадочного материала, поступающего из береговой зоны устьевых областей. Как отмечено в гл. 1, это количество можно приближенно оценить как остаточный член балансового уравнения.

### 6.3. Вынос осадочного материала приливными течениями

Можно указать на несколько путей выноса осадочного материала из береговой зоны приливными течениями:

1) по эрозионным каналам сброса приливных вод как во время штормов, так в штилевую погоду;

2) при действии локальной циркуляции вод в районах прибрежных отмелей, когда приливные течения во время волнений насыщаются взвесью и по флангам отмелей стекают в море;

3) по относительно выровненной поверхности подводного склона в процессе выравнивания гидростатического градиента, создаваемого приливными волнами;

4) в виде песчаных волн на участках постоянного влияния особенно сильных приливных течений, в частности в устьях проливов;

5) вдоль берега к выступающему в море мысу и далее на большие глубины.

Пути второй и третий проявляются в основном в условиях преобладания направлений волн и течений по нормали к открытому берегу, а пути четвертый и пятый — под острым углом к берегу. Первый путь выноса материала приливными течениями чаще всего отмечается в узких проливах, реже — на очень широких подводных склонах [94, 123, 146].

Пока трудно дать количественную оценку каждого пути выноса осадочного материала в открытое море — для этого еще недостаточно данных. Но, судя по косвенным признакам (высокие величины приливов, высокие скорости течений, повышенные концентрации взвесей и др.), наиболее действенными являются первый и пятый.

Повышенная концентрация взвешенного материала в береговой зоне сохраняется постоянно. С удалением в сторону открытого моря концентрация понижается в 25—50 раз, а иногда — на два-три порядка. Подобное распределение взвеси иллюстрирует интенсивность выноса материала за пределы береговой зоны.

В. С. Медведев и Н. М. Кривоносова отмечают, что самые высокие содержания взвесей в прибрежной зоне приурочены к источникам питания осадочным материалом. Эта закономерность признана всеобщей и действует в любых зонально-климатических, геолого-геоморфологических и гидродинамических условиях. Так, в зоне обрушения штормовых волн фоновые концентрации составляют в Белом море 20—50 мг/л, Черном море — 10—30 мг/л, Балтийском — 15—25 мг/л, в северной части Охотского моря — 30—40 мг/л, а в южной — около 10—15 мг/л. В то же время около



устьев рек и в районах расположения глинистых клифов и бенчей — до 100—150 мг/л, а иногда — до 1200—1500 мг/л и более. В общем случае в береговой зоне приливного моря концентрация взвесей выше, чем в береговой зоне бесприливного моря. Поэтому можно считать, что вынос взвесей интенсивнее в непосредственной близости от источников питания в приливном море. Пользуясь абсолютными объемами как одним из признаков дифференциации исходного осадочного материала, можно также утверждать, что в непосредственной близости от источников питания в приливном море прибрежно-морская дифференциация наиболее интенсивна.

Основным отличием механизма выноса материала из береговой зоны в условиях «волноприливного поля» считается активное перемещение в открытое море песчаного и даже гравийного материала, а не только алеврито-пелитового, как на бесприливных морях [22, 49, 119]. Около абразионных берегов, где практически весь песчаный материал поступает на шельф, количество вынесенного материала можно оценить по количеству снесенного. По данным Ф. Кестнера и Д. Маккейва, клифы и бенчи Восточной Англии поставляют примерно  $20 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$  песка. Столько же выносятся в Северное море в районах действия высоких приливов, например в заливе Уош, и 75 % этого объема у берегов графства Линкольншир, где величина прилива не более 3 м.

В то же время значительное количество песчаного материала концентрируется на приливных осушках и ваттах, обычно порядка половины исходного объема. В ряде случаев формируются чисто песчаные марши [143], но все же значительная часть песков выносятся на шельф, где распространены обширные песчаные поля, в частности на дне Белого моря и Большой Ньюфаундлендской банки, в северной части Берингова моря.

Одна из попыток, пожалуй, единственная, расчета количества выносимого из береговой зоны на шельф песчаного материала предпринята М. А. Джонсоном и А. Г. Страйдом (М. А. Johnson and A. G. Stride). Сопоставление точных батиметрических планов южной и юго-западной частей дна Северного моря позволило им сделать вывод, что ежегодно через пролив Па-де-Кале выносятся в составе малых и крупных песчаных волн около  $8 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{год}$  песка. Предварительно этот материал поступает на шельф при помощи приливных течений из береговой зоны обширного района — от м. Фламборо на севере до м. Данджесса на юге и от устья Шельды на западе до устья Эльбы на востоке. Расчеты показали [88], что от абразии клифов и бенчей в виде твердого стока рек и в ветро-песчаном потоке в этом районе поступает в море около 700 тыс.  $\text{м}^3/\text{год}$  песка (табл. 11). Если допустить, что весь этот материал уходит на шельф Северного моря (вполне вероятно, что песчаные аккумулятивные формы здесь размываются, участки реальной аккумуляции локализованы, на абразионных участках отмечены узкие пляжи и обширные бенчи), то можно видеть, что выполненные разными способами расчеты Джонсона, Страйда и автора близки. Учитывая длину берегов района, не-

сложно рассчитать удельный вынос песка на шельф в волноприливном поле —  $2,8 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ . Вероятно, не меньше выносятся и на шельф Белого моря [49].

Полученная величина ориентировочна. Она велика и, видимо, характерна для тех регионов береговой зоны, которые сложены легкоразрушаемыми глинистыми породами, а также для устьевых областей рек, в частности Хуанхэ, Иравади, Ориноко, Амазонки. В остальных случаях вынос песков на шельф и далее в пелагическую часть дна водных бассейнов, по-видимому, несуществен.

#### 6.4. Сток наносов в подводные каньоны

Вынос осадочного материала по подводным каньонам в глубоководные области обычно рассматривается в составе крупной проблемы взаимодействия береговой зоны с подводными каньонами. Эта проблема, реже в целом, чаще отдельные ее вопросы, рассматривается в работах многих отечественных и зарубежных авторов. Но наиболее последовательно и комплексно она представлена в монографиях и статьях Ф. Шепарда, Р. Дилла, О. К. Леонтьева и Г. А. Сафьянова, поэтому ниже изложение ведется преимущественно по данным этих авторов.

В настоящее время известно, что континентальный склон и шельф прорезаются более чем 250 сравнительно крупными каньонами. Из них, согласно подсчетам Шепарда и Дилла [79], только около 50 % связаны с береговой зоной, а вершины остальных находятся настолько далеко от берега и на такой большой глубине, что наносы не могут в них поступать ни посредством волноприливных течений, ни из устьев рек. По классификации Сафьянова [66, 67], активно влияющие на береговую зону каньоны в зависимости от проявления литодинамических процессов могут быть разделены на:

- 1) приустьевые, получающие питание за счет твердого стока рек;
- 2) латерального питания, получающие наносной материал из вдольбереговых потоков наносов;
- 3) смешанного питания.

Во всех случаях основным механизмом выноса по каньонам является гидродинамическая деятельность прибрежных вод [45, 67, 79]. Анализ имеющихся результатов позволил цитированным авторам прийти к выводу, что наибольшие увеличения глубин в каньонах и в непосредственной близости от них связаны с периодами сильного штормового волнения. Мнение о ведущей роли землетрясений в активизации каньонов не подтвердилось. Однако действие гидрогенного фактора в разных типах каньонов неодинаково.

Необходимым условием выноса материала по приустьевым каньонам считается [24, 62, 66] предварительное выдвигание речного бара на взморье к самой вершине каньона и создание

критических уклонов. В дальнейшем происходит своеобразный подводный обвал, насыщение взвесью толщи вод и гравитационное смещение суспензии вниз по каньону, причем накопление речных наносов перед свалом глубин может и не привести к критическим уклонам дна и аккумуляции материала — этот процесс может быть прерван сильным штормом. Таким образом, лишь одна струя течения из устья реки не может быть основным фактором переноса материала в подводные каньоны, нужно еще влияние волновых процессов, но уже не как фактора накопления осадков в вершине каньона, а как фактора, нарушающего накопление. Следовательно, сток рек обуславливает преимущественно накопление наносов, а волнения — их канализацию в каньоны.

Несколько иначе протекают литодинамические процессы в каньонах латерального питания. В отличие от приустьевых, для латеральных характерно поступление и канализация наносов под влиянием одного и того же фактора. Вершина латерального каньона, внедрившаяся в береговую зону, улавливает наносы подобно тому как это делают судоходные каналы. Основным механизмом выноса материала является изменение структуры волнового и волно-приливного поля. Согласно Сафьянову [64—67], у верховьев каньонов из-за рефракции волн происходит растяжение их фронта и снижение удельной энергии на единицу длины берега. В результате усиливается аккумуляция в непосредственной близости от верховьев, и ее можно рассматривать как промежуточный этап на пути движения наносов в каньон. Рефракция благоприятствует концентрации разрывных течений по трассе каньона, причем это явление устойчиво во времени. Действие разрывных течений представляется вторым важным механизмом переноса материала из береговой зоны в каньоны.

Если каньоны питаются наносами как из рек, так и из вдольбереговых потоков, то их относят к типу каньонов смешанного питания. Однако, позволю себе заметить, во многих случаях, например у берегов Корсики и Лигурии [79, 150], потенциальные возможности гидрогенного фактора намного превышают затраты энергии на перемещение залегающих около берега наносов. Поэтому в условиях относительного дефицита осадочного материала происходит интенсивный врез ложа каньонов и материал от эрозии днища и стенок каньонов также служит одним из источников питания каньонов смешанного типа. При этом большое значение имеет нарушение устойчивости поверхности осадков на дне под действием собственного веса и под влиянием динамических воздействий [68, 79]. На подобные нарушения указывал еще Ф. Шепард в 1937 г., а механизм был рассмотрен в первом приближении Н. В. Пыховым [62].

Поступление материала в подводные каньоны сопровождается процессами дифференциации прибрежно-морских наносов, причем эти процессы протекают в основном в направлении увеличения их крупности. Такая особенность отличает снос материала по каньонам как один из расходных элементов баланса осадочного мате-

риала от остальных, поскольку в данном случае дифференциация контролируется в значительной мере рельефом подводного склона. При относительно однородном составе наносов по профилю подводного склона можно ожидать обогащения тяжелыми минералами слоя наносов под влиянием стока материала в каньоны.

Сток наносов в подводные каньоны зависит от продуктивности источников сноса (приходных элементов баланса) в море (см. гл. 3 и 4) и от структуры энергетического потенциала волнового поля в береговой зоне, т. е. тех факторов, которые определяют весь ход литодинамических процессов.

Питание латеральных каньонов связано с предварительным распределением наносов в пределах береговой зоны, с процессами волновой дифференциации, в ходе которой часть материала, в основном алеврито-пелитового состава, оказывается вынесенной и не достигает каньона. Другая часть может питать аккумулятивные формы. Поэтому запасы наносов на единицу длины берега в районах распространения каньонов латерального типа значительно уступают первичному удельному сносу осадочного материала. Значит, латеральные каньоны должны перехватывать сравнительно немного наносов соответственно мощностям вдольбереговых потоков. Этот вывод подтверждается данными Сафьянова [66]. И хотя в каньоны уходит от 30 до 90 % мощности вдольбереговых потоков (табл. 22), по абсолютным значениям это

Таблица 22

Объемы потерь осадков береговой зоны в подводных каньонах латерального питания (по Г. А. Сафьянову)

Участок береговой зоны	Подводный каньон	Объем потерь, тыс. м <sup>3</sup> /год	Объем наносов, тыс. м <sup>3</sup> /год
Тихий океан, Калифорния	Скриппс	200	274
Тихий океан, у порта Хьюнеми	Хьюнеми	290—600	825—1200
Тихий океан, у Лос-Анджелеса	Редондо	100	124
Атлантический океан, у порта Абиджан	Тру-Сан-Фон	400	800
Атлантический океан, Берег Слоновой Кости	Кайар	Более 60 % расхода потока наносов	Неизвестен
Черное море, Пицунда	Акула	80	125
Черное море, Батуми	Батумский	150	150

относительно немного. Колебания процентного содержания выносимого материала разных потоков, вероятно, во многом связаны с разными глубинами нахождения вершин каньонов: чем меньше глубины, тем больше наносов перехватывают каньоны.

В то же время в устьевых областях рек, впадающих в море, концентрация поступающего исходного осадочного материала повы-

шается (см. п. 4.1). Если твердый сток равен, скажем, 5 млн. т/год, а длина морского края взморья достигает 10 км, то удельная продуктивность составит 5000 т на 1 м пог, длины берега — на два-три порядка больше продуктивности такого мощного источника, как абразия клифов. В условиях крутых подводных склонов этот материал практически полностью сгружается в подводные каньоны приустьевоего типа, как было показано в [66, 67] на примере Батуми—Чорохского района и на других примерах [43]. Сафьянов пришел к выводу, что вынос материала из берего-

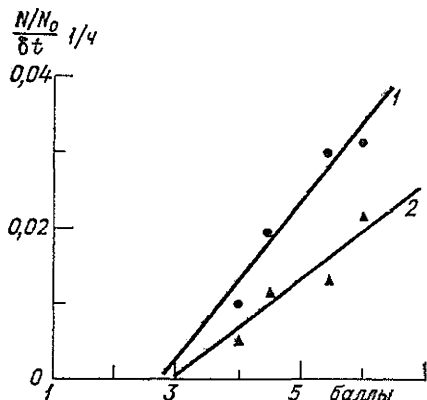


Рис. 44. Относительная потеря зеленого (1) и красного (2) индикатора со всей подводной части пляжа в зависимости от степени волнения [24].

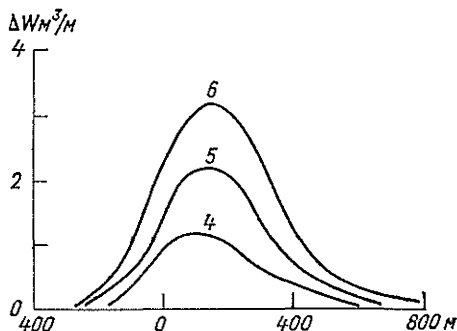


Рис. 45. Общая потеря зеленой гальки в точках, различно расположенных относительно оси подводного каньона (абсцисса 0) [24].

4—6 — волнение в баллах.

вой зоны по каньонам приустьевоего питания на два порядка больше потерь в каньонах латерального питания. Такое соотношение выносов по каньонам двух типов находится в соответствии с продуктивностью различных источников сноса осадочного материала.

Эксперимент с разноокрашенной галькой-индикатором показал хорошо выраженную зависимость между относительными потерями пляжевых наносов (выражено в виде отношения количества оставшегося на пляже материала после серии волнений  $N$  к количеству оставшегося материала после первого волнения  $N_0$  за единицу времени  $t$ ;  $\delta$  — безразмерный коэффициент) и степенью волнений (рис. 44). С увеличением силы штормов увеличиваются абсолютные потери на снос материала в каньоны латерального питания [24].

Как и процессы сноса и дифференциации исходного осадочного материала, сток наносов в каньоны тем больше, чем сильнее штормы (рис. 45). Нижним пределом силы волнений, при которых галька удаляется с пляжа и подводного склона по каньону, является шторм 3 балла. При таких и менее сильных волнениях

крупнозернистый галечный материал в каньоны практически не попадает. Этим подтверждается вывод Сафьянова о важной роли каньонов в процессах дифференциации наносов: намного более высокая повторяемость малых и умеренных волнений по сравнению с крупными приводит к повышенной концентрации крупнозернистых наносов в районе вершин каньонов.

Количество наносов, поступающих в каньоны, измеряется десятками млн. т/год. Так, почти весь твердый сток рек Чорохи (15,1 млн. т/год), Конго (64 млн. т/год), Оранжевой (135 млн. т/год), Колумбии (36 млн. т/год) и др. уходит в каньоны [50, 148]. Значительная часть вдольбереговых потоков наносов разгружается в каньоны (см. табл. 22). Всего же, по современным оценкам, в подводные каньоны уходит не менее 15 % глобального твердого стока рек, т. е. 2,36—2,70 млрд. т/год.

### 6.5. Процессы истираемости наносов

Истирание наносов как один из расходных элементов баланса наносов в береговой зоне (вторая разновидность материала) выражается в потерях под влиянием волновых процессов. Действует в тех районах, куда поступают преимущественно крупные обломки скальных пород, не способных достаточно быстро дезинтегрироваться. Поэтому в таких районах преобладают наносы не мельче гравийных, способные заметно истираться.

Механизм истирания исследован в работах Ф. Х. Кьюнена [120] и Г. А. Сафьянова [65]. Его действие обеспечивается изменением скоростей и направлений волновых течений над поверхностью дна и пляжа, сложенных наносами разной крупности и представленных породами разной прочности. Различен механизм процессов истирания движущихся наносов и наносов неподвижных или малоподвижных, испытывающих на себе абразивное действие. Темп истирания тем выше, чем более динамичными являются прибрежные воды и менее прочными прибрежно-морские наносы.

Еще П. Маршаллом (P. Marshall) в конце 20-х годов выделены три разновидности процесса истирания. Поскольку до настоящего времени ничего другого не предложено, примем эти разновидности в качестве одной из характеристик данного расходного элемента баланса наносов.

1. Явление раздробления мелких частиц, когда пляжи сложены материалом, резко различающимся по крупности (например, гравий и валуны). Преобладает дробление более мелких наносов, возникают новые мелкие угловатые обломки, а крупные приобретают сложенную поверхность.

2. При меньшей разнице размеров наносов происходит обкалывание и потому поверхность частиц становится шероховатой. Важно, что эффект обкалывания действует при соотношении диаметров частиц около 1 : 10 и максимума достигает при соотноше-

нии 1:15. Присутствие частиц промежуточных размеров ослабляет эффект обкалывания.

3. Собственно истирание преобладает в случае, когда размеры наносов отличаются несущественно, и в тем большей мере, чем ближе размеры к среднегалечной фракции. В целом этот процесс имеет меньшее значение, чем два первых.

Добавим, что все три случая приводят к потерям массы наносов, поскольку всегда сопровождаются образованием взвешенных фракций. Количество потерь, как показали наши опыты, зависит в основном от структуры и прочности пород, слагающих наносы.

По данным П. Маршалла, потери массы исходных обломков при обкалывании в 16 раз больше, чем при собственно истирании. Однако эта закономерность существенно нарушается при изменении соотношения фракций разной крупности и прочности отдельных частиц. В общем же при характеристике истирания как явления, способствующего выносу осадочного материала во взвеси за пределы береговой зоны, важно отметить, что оно ведет к формированию в основном довольно крупнозернистого материала. Взвешиваемый мелкозем в среднем составляет только 25—30 % потерь массы грубообломочных частиц, что надо обязательно учитывать при балансовых расчетах.

Процессы истирания затрагивают не только обломки разной гидравлической крупности. Они также создают абразивный эффект на поверхности подводного склона и способствуют развитию бенчей разных типов (см. п. 3.2). Вынос продуктов истирания в глубоководную часть морского дна происходит, очевидно, под влиянием волновых и приливных течений, как и взвешенных фракций исходного осадочного материала после первичной механической дезинтеграции и волновой дифференциации (см. гл. 5).

Первичные точные наблюдения за истиранием в натурных условиях были выполнены А. Сальминеном в начале 30-х годов. У северных берегов Финского залива, где пляжи сложены песчаными и галечными наносами, гранитная и гнейсовая галька теряла за месяц от 0,07 до 5,07 % своей массы, равной от 313 до 1136 г. Оказалось, что быстрее всего истираются и обкалываются гнейсовые частицы на галечных пляжах.

А. Сальминен (A. Salminen) изучил зависимость типов истирания от количества штормовых дней. При среднем количестве 40—45 дней в году потери составили от 0,27 до 4,07 % массы наносов (в среднем 2,25 %). Для условий Финского залива эту величину истирания можно принять нормальной. В то же время в более суровых волновых условиях гранитные и гнейсовые гальки истираются быстрее. Например, в береговой зоне южной части Балтийского моря они теряют до 8—10 % массы в год, а в условиях Тихоокеанского побережья США — до 12—15 %.

На основании своих наблюдений А. М. Жданов [21] пришел к выводу, что средние потери массы галек очень прочного известняка и песчаника составляют 5,7 % в год. Быстрее всего истираются кристаллизованные известняки — до 8 %, в меньшей

мере — очень прочные песчаники (4,8 % в год), а базальты — в среднем лишь 1,8 %. Общие потери пляжевого материала под влиянием истирания в условиях кавказского побережья Черного моря колеблются от 900 до 1600 м<sup>3</sup>/м.

Подобные выводы, но уже путем лабораторных экспериментов были получены Ф. Кьуненом [120] применительно к различным горным породам. Так, потери кварцевых наносов на 30 % меньше потерь известняковых, а сланцевых наносов — в 3 раза больше. Галька известняка или песчаника средних размеров теряет около 1 % массы за 1 ч непрерывного движения в прибойном потоке на песчаном пляже и 2 % на галечном пляже во время умеренных штормов. Это больше, чем по данным Жданова. Расхождение объясняется тем, что в опыте Жданова галька лишь периодически вовлекалась в движение, по мере размыва пляжа.

Ф. Кьунен показал, что для превращения мелкого угловатого обломка известняка в окатанную гальку (потери до 35—40 % исходной массы) требуется один штормовой день, а гальке крупных размеров — в 2—5 раз больше. Превращение небольшого кварцевого обломка в гальку требует уже в 3 раза больше времени непрерывного движения в прибойном потоке, а прочного кристаллизованного сланца — в 6—10 раз.

Темпы истирания наносов на галечном пляже больше в 2—3 раза, чем на песчаном. Этот вывод был подтвержден натурными опытами, например, М. Бленка (M. Blenk) на берегах Любекской бухты, и также П. Маршаллом и А. Сальминеном. Поэтому можно считать, что роль истирания в продуцировании взвешенного мелкоземного материала как источника питания глубоководных донных осадков выше на тех участках береговой зоны, где преобладают галечные наносы. При этом чем больше форма наносов отстоит от сферической и чем более угловатыми являются частицы, тем больше дают галечные пляжи «минеральной муки» истирания.

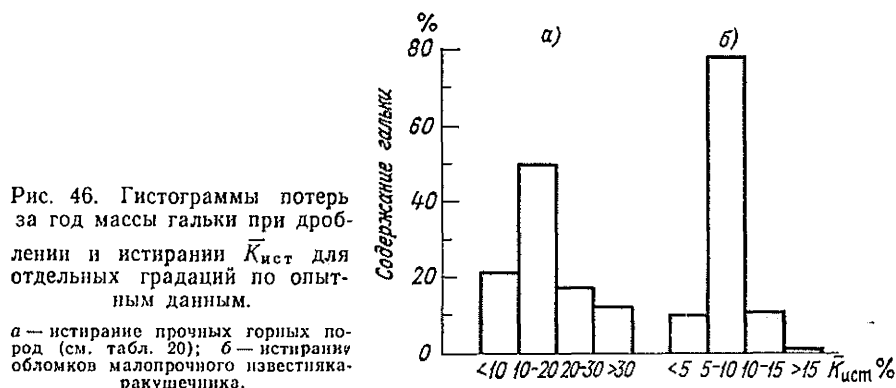
Анализ опубликованных работ и собственных натурных экспериментов позволили автору прийти к выводу, что темпы истирания наносов определяются прежде всего прочностью горных пород, которыми эти наносы сложены. В этом можно усмотреть единство процессов истирания и абразии клифов и бенчей, сложенных породами разных классов по степени сопротивляемости абразии (см. гл. 3). Как показано выше, оценка прочности скальных пород может быть произведена по  $R_{сж}$  — прочности на одноосное сжатие. Автором были подобраны примеры, иллюстрирующие прочность разновидностей известняка; масса галек — около 300 г. Потери массы были приведены к годовому периоду.

Существенной продуктивностью характеризуются также формы шлифовки на бенчах, в развитии которых активное участие принимает абразивный процесс. Приведенные в п. 2.2 материалы позволили подсчитать, что на кавказском побережье Черного моря пляжи, сложенные флишевыми наносами, теряют около 5—8 м<sup>3</sup>/(м·год) тонкозернистых взвешенных частиц [20]. С учетом поступлений от истираемости наносов [2 м<sup>3</sup>/(м·год)] суммарный снос может до-



стигать 7—10 м<sup>3</sup>/(м·год) на берегах, сложенных флишевыми породами. Это наибольшая продуктивность для данных условий, средняя — 4—5 м<sup>3</sup>/(м·год).

Для изучения ряда закономерностей процесса истирания под руководством автора произведены три натурных эксперимента в береговой зоне северо-западной части Черного моря. Первые два продолжались около 2 лет каждый с использованием известняковых наносов массой от 62 до 1818 г. Третий проводился в течение 1,5 лет со свежееобломочным щебнем прочных горных пород (гра-



ниты, гнейсы, песчаники и др.) массой от 9,2 до 171,3 г. Цель опытов — изучить потери наносов в процессе истирания.

Каждая галька маркировалась, взвешивалась, производились измерения ее длины, короткой оси и толщины. Затем маркированный и измеренный материал выбрасывался в прибойный поток. Те же измерения выполнялись после пребывания гальки в береговой зоне. Вычисленные потери массы приводились к годовому периоду, чтобы можно было получать сопоставимые величины. В первом опыте было найдено 72 маркированные гальки из 755, во втором — 108 из 1934 и в третьем — 141 из 390. Высокий процент находимости в третьем опыте объясняется тем, что опыт проводился в пляжеудерживающем замкнутом бассейне Одесского берегоукрепительного комплекса — миграция вдоль берега была ограничена траверсами, а сами наносы находились под непрерывным воздействием прибойного потока.

Результаты исследования потерь массы маркированных обломков в первом и третьем опыте (рис. 46) показали, что большинство известняковых обломков теряет 10—20 % своей массы за год, а обломки кристаллизованных пород — 5—10 % (в среднем соответственно 17 и 7 %). Оказалось, что остроугольный обломок известняка, чтобы превратиться в гальку, должен истираться в течение почти 1,5 лет, гранита и гнейса — 5—6 лет. Максимальное истирание отмечалось в первые месяцы опытов. По мере приближения формы наносов к сферической, сглаживания углов и пре-

вращения в окатанную гальку темпы истирания понижались. По-видимому, такие закономерности являются всеобщими — они отмечались и в других работах [21, 120, 140].

Опыты показали, что потери массы в зависимости от размеров наносов имеют более сложный ход во времени, чем принято считать. Так, большинство исследователей считают [23, 43, 65], что  $K_{\text{ист}}$  увеличивается для наносов более крупных размеров. Согласно опытам с известняковой галькой, минимальным истиранием характеризуются наносы, имеющие массу от 450 до 550 г (названа оптимальной массой  $M_{\text{опт}}$ ). С отклонением значения  $M$  от оптимального  $K_{\text{ист}}$  в общем возрастает, причем более значительно для  $M < 450$  г. Эти закономерности были описаны автором уравнениями для двух типов кривых, характеризующих потери массы крупных и мелких наносов.

Для крупных уравнение кривой имеет вид

$$M = 33,3\bar{K}_{\text{ист}} + 300. \quad (22)$$

Откуда

$$\bar{K}_{\text{ист}} = (300 - M)/33,3. \quad (23)$$

Для мелких известняковых наносов

$$\bar{K}_{\text{ист}} = 10^3/\sqrt{M} - 40. \quad (24)$$

Как видно, с ростом размеров крупных наносов действительно увеличиваются потери  $K_{\text{ист}}$ . Более крупные наносы оказывают большее воздействие на поверхность пляжа и подводного склона под влиянием волнового потока и потому истираются интенсивнее. В то же время мелкие наносы как более подвижные также истираются быстрее тех, у которых масса  $M_{\text{опт}}$ .

Рассчитанные по двум зависимостям коэффициенты корреляции показали, что для крупных наносов  $r_k = 0,65 \pm 0,07$ ; а для мелких  $r_m = 0,74 \pm 0,02$ . Это дает возможность использовать зависимости (23) и (24) для приближенного расчета  $K_{\text{ист}}$ , если известна масса известняковых обломков.

Может представить интерес изменчивость осей известняковых обломков по мере их истирания. Так, быстрее всего окатываются и истираются вдоль длинных осей и за счет этого удлинённые обломки дают больше всего мелких частиц гравийной, песчаной и более мелких фракций. Если на стадии наибольшей разницы между размерами отдельных осей преобладает обкалывание, то с уменьшением размеров и с приближением формы частиц к сферической все более ощутимым становится процесс истирания и все больше продуцируется тонкозернистых частиц, способных переходить во взвесь.

Несколько по-другому выглядит зависимость приведенного значения потерь массы обломков прочных горных пород от их размеров. Внешний вид графика  $\bar{K}_{\text{ист}} = f(M)$  показывает, что для щебня и дресвы наиболее важное значение имеет подвижность наносов,

т. е. влияние энергии волн и их повторяемости. Этот вывод находится в соответствии с результатами наблюдений Сальминена и Жданова, что свидетельствует об определенной универсальности полученного вывода. По-видимому, наносы из более прочных пород поставляют больше относительно крупных обломков — в месте опыта гранулометрический анализ показал около 11 % песчано-гравийных фракций, в то время как перед выбросом маркированных частиц таких фракций было 2—3 %.

Потери массы частиц разной крупности и состоящих из некоторых прочных пород (1—2 классы) представлены в табл. 23.

Таблица 23

Потери массы щебневых обломков прочных горных пород от истирания по данным натурного опыта на Одесском побережье Черного моря

Горные породы	Количество найденных меченых образцов	Процентное содержание образцов от суммы найденных	Приведенные значения потерь массы на истирание, % в год		
			мини-мальные	макси-мальные	средние
Граниты	66	46,8	2,9	13,8	6,8
Кварциты	38	27,0	3,4	13,3	7,5
Грано-диориты	20	14,2	2,4	9,8	7,4
Песчаники	11	7,8	7,4	17,4	10,3
Гнейсы	3	2,1	3,3	10,8	7,2
Метаморфизованные сланцы	3	2,1	7,2	8,3	7,9
Всего	141	100,0			

Они повышены в сравнении с полученными другими исследователями для этих же пород, что объясняется в основном крайней угловатостью обломков; почти 65 % времени опыта пришлось на штормовые осенне-зимние сезоны и необычно штормовую весну. Тем не менее подобные повышенные потери массы наносов Н. В. Разумихин считает нормальными, но с этим мнением вряд ли можно согласиться. Дело в том, что Разумихин, обосновывая свое заключение зависимостью  $K_{ист}$  от расстояния перемещения наносов, исходит из характера движения наносов в речном русле; там движение однонаправленное. В береговой зоне обнаружение маркированного обломка в 10 км от места выброса не дает права считать, что этот обломок прошел 10 км, поскольку для береговой зоны характерно разнонаправленное, реверсивное движение. Поэтому в действительности маркированный обломок может пройти не 10 км, а во много раз больше. На эту особенность указывал Ф. Кьонен, рекомендовавший избегать объяснений размера истирания только от пройденного расстояния. В то же время почти все исследователи рекомендуют объяснять потери наносов на истирание в первую очередь прочностью пород.

Автором построена кривая приведенных потерь массы гравийно-галечных наносов для разных прочностных групп пород (рис. 47). Эти группы в целом совпадают с классами пород разной степени сопротивляемости абразии (см. п. 3.1). Эту кривую можно использовать для приближенного расчета истираемости галек тех пород, которые привлечены для построения графика.

Для количественной характеристики истирания наносов как одного из расходных элементов баланса важно учитывать процент

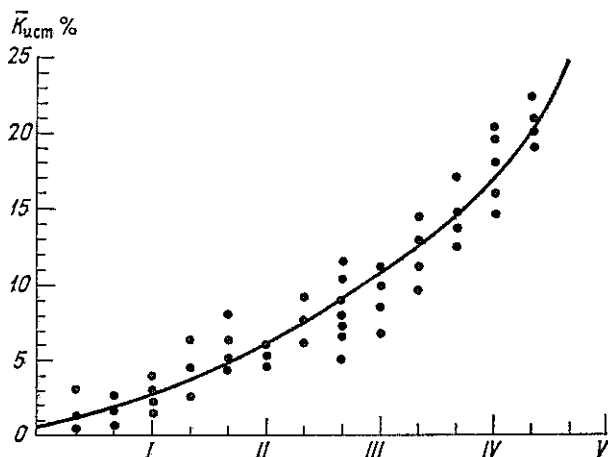


Рис. 47. Осредненные за год значения  $\bar{K}_{ист}$  гравийно-галечных наносов в береговой зоне.

Группы пород: I — граниты, гнейсы, чарнокиты, кварциты; II — базальты, прочные кристаллизованные известняки и песчаники; III — флишoidы, туфобрекчии, доломиты, сланцы; IV — туфы, мергели, ракушечные известняки, мел; V — пемзы, глинистые мергели, выветрелые сланцы, ракуша.

окатанных наносов, уже находящихся в береговой зоне на данный момент времени. Например, в районе м. Сычавский в северо-западной части Черного моря окатаны обычно 65—75 % гравийных и более крупных обломков известняка-ракушечника, т. е. 65—75 шт. на сотню. Следовательно, реально потери наносов охватывают не весь объем материала. Если учесть, что истираемые обломки теряют 17 % своей массы в среднем за год, то потери должны исчисляться из 65—75 обломков, а не из 100. Поэтому  $\bar{K}_{ист}$  равно 11—13 м<sup>3</sup>/год на 100 м<sup>3</sup>, поступающих в береговую зону.

Приведенные в этом разделе опубликованные другими и данные автора показывают один из путей преобразования пород с жесткими связями. В отличие от рыхлых осадочных, они не затронуты в такой сильной мере предварительным процессом механической дезинтеграции, и потому истираемость является важным процессом дифференциации перед тем, как одна их часть в виде взвеси удалится в открытое море, а другая отложится в составе прибрежно-морских осадков.

## 6.6. Эоловый фактор выноса материала из береговой зоны

Выше проанализированы гидрогенные процессы выноса преобразованного в береговой зоне осадочного материала. В подавляющем большинстве случаев эти процессы приводят к выносу в сторону моря, какие бы источники поступления ни действовали на том или ином участке.

В то же время существуют факторы, обеспечивающие расход наносов за счет выноса в противоположном от моря направлении, на сушу. Это в основном негидрогенные факторы, к которым относится ветер.

Эоловый вынос материала из береговой зоны касается в основном тех участков, где наносы представлены песчаными и алевроитовыми фракциями. Главным источником песков являются пляжи, для которых характерно увеличение ширины и высоты в стадии затухания волнений [23]. Поэтому можно считать, что сравнительно благоприятным периодом эолового выноса на сушу является окончание волнения, когда еще сохраняется морской ветер достаточной силы, возрастает ширина пляжа и на него активно выпадают из волнового потока мелкозернистые фракции.

Самым благоприятным можно считать период зарождения волнения в сухую погоду [26]. Волны еще не покрывают пляжи, песок сухой, а усиление ветра приводит к все более высокой нагрузке ветро-песчаного потока. Натурные исследования на пересыпях лиманов северо-западной части Черного моря показали, что в стадию зарождения штормов продолжительностью 20 % общего времени одного волнения в сторону суши перемещается 35—40 % всего объема двигавшегося песка. В фазу стабилизации волнения на поверхность пляжа выносятся брызги морской воды, влажность песка увеличивается, затем он становится мокрым, если волны накатываются на пляж. Одновременно обратным волновым потоком вымываются в море самые мелкие фракции. В результате резко снижается ветровой перенос. Он несколько оживляется в фазу затухания волнения.

Потери наносов в результате эолового переноса в различных физико-географических условиях ощутимо зависят от рельефа; наличия клифа, пляжа у его подножия, низменной песчаной террасы, ширины пересыпей и кос и др. (рис. 48).

Если пляж прислонен к подножию клифа, вынос песка на сушу в большинстве случаев не происходит — этому мешает стенка клифа. Чем выше клиф, тем большим препятствием он является. Тем не менее при преобладании постоянных сильных морских ветров и достаточно больших запасов наносов возможен постепенный рост дюн перед клифом и достижение их вершинами верхней кромки клифа. Такой случай описывается, в частности, О. К. Леонтьевым [43], который на берегу о. Сокотра наблюдал прислоненную дюну высотой 100 м. Аналогичное явление автор наблюдал на берегу о. Итуруп в Куйбышевском заливе, где дюна была прислонена к клифу высотой 80 м, а также на берегу

Балтийского моря в районе Зеленоградска, где дюна была при-  
слонена к клифу высотой 7 м.

Более ощутимы потери наносов на прибрежных террасах, прислоненных к низким коренным берегам, а также на широких косах и барах. Преобладающие морские ветры могут навевать высокие дюны, как, например, на Куршской косе (Балтийское море), где высота эоловых форм достигает 90 м, объем заключенных в них наносов — 2 млрд. т. До 30—40 м высота дюн на Бискайском побережье Франции, где ширина зоны эоловой аккумуля-

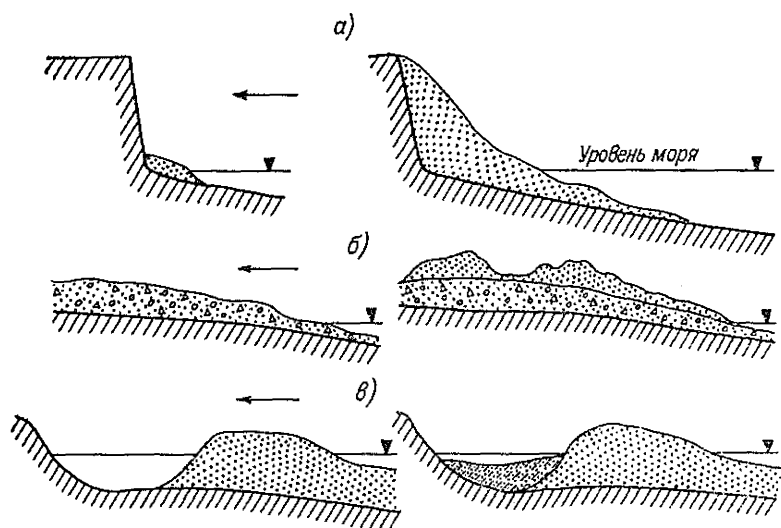


Рис. 48. Формы эоловой аккумуляции наносов при различном рельефе побережий. а — на абразионных берегах; б — на пологих прибрежных террасах; в — на нешироких пересыпях, косах, островных барах и находящихся за ними водоемах.

Стрелкой показано преобладающее направление ветров.

ляции достигает 10—15 км, а количество песка, изъятая ветром из береговой зоны, составило около 70 млрд. т. В случае, показанном на рис. 48 б, активное эоловое накопление наносов на суше может быть даже при дефиците наносов в береговой зоне — практически выносятся весь материал благодаря преимущественному направлению ветров со стороны моря, как, например, на медно-ридском побережье Болгарии. Здесь при недостатке наносов формируются очаги эоловой аккумуляции небольшой длины (2—3 км), но шириной 0,5—1,0 км и с высотой дюн около 13—16 м.

Во многих случаях активный вынос песков ветром за пределы береговой зоны происходит на лиманных и лагунных берегах, причем ширина аккумулятивной замыкающей или свободной формы невелика — до 200—300 м [111]. Если лагуна или лиман глубоководны, то большая часть эоловых наносов расходуется на формирование донных осадков лагуны (лимана) и видимых эоловых

форм рельефа не наблюдается. Если же лагуна (лиман) мелководна, то эоловые наносы способствуют увеличению ширины бара, косы, пересыпи при небольших запасах наносов. Примером могут служить пересыпи на берегах Ботнического залива в Финляндии [142] или на северо-западных берегах Черного моря. Если же запасы наносов велики, то эоловый вынос из береговой зоны может привести к осушению заливов, лагун лиманов. Например, оказались занесенными эоловыми наносами лагуны Папе и Лиела в районе г. Лиепая на Балтийском побережье, лиманы в районе м. Шабла на болгарском побережье Черного моря, ряд небольших лагун на восточном побережье Сахалина.

Объем эоловых подвижек песка находится в тех же пределах, что и при сносе в море, — от нескольких до нескольких десятков и даже сотен  $\text{м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ . В результате обеспечивается непрерывное питание очагов эоловой аккумуляции, перемещение дюнных форм рельефа и их консервация вдали от берега. Так, на берегах Мексики, в районе залива Герреро Негро дюны 8—10-метровой высоты передвигаются в сторону суши на 18 м в год, согласно многолетним стационарным наблюдениям Д. Инмэна, Г. Юинга и Д. Курлиса (D. Inman, G. Ewing, D. Courless). Повторные съемки на о. Зилт (Балтийское море) с 1925 по 1969 г. показали, что скорости перемещения невысоких параболических дюн составили 46—150 м/год. Значительно меньше скорости движения прибрежных дюн во влажном климате, который обуславливает частое выпадение большого количества атмосферных осадков, согласно С. Свану (S. Swan).

Многолетние наблюдения за движениями дюн проводятся на Куршской косе Балтийского моря. Скорости их перемещения, отражающие интенсивность эолового выноса песка из береговой зоны, колеблются от 0,5 до 70 м/год [53]. Эти данные близки полученным А. П. Ивановым [26] по Каспийскому побережью и центральной части Каракумов.

Устойчивое смещение эоловых форм в сторону суши — сравнительно мало распространенное явление. Обычно прибрежные дюны устойчивы и их перемещения и изменения формы во времени соответствуют изменению скорости, продолжительности действия и направления ветров. В связи с этим Г. Ортель [126] и И. С. Сван рассматривают дюны как важный резервуар песка, своеобразное хранилище то отдающее материал, то принимающее его. Важно, что при возвращении песка в море, в отличие от ряда других источников, наносы в целом уже соответствуют по составу материалу «волнового поля», и поэтому потери, связанные с дезинтеграцией и дифференциацией, минимальны.

Общее количество эоловых потерь наносов для береговой зоны Мирового океана оценивается Сафьяновым [67] в 0,5 млрд. т/год, т. е. до 0,3 млрд.  $\text{м}^3/\text{год}$ . В действительности потери значительно больше, поскольку Сафьяновым учитывался эоловый снос лишь с берегов эолово-морских и эоловых равнин; но ведь эоловые процессы действуют также на пересыпях, косах, барах, террасах

в пределах других типов берегов, имеющих большую длину [33, 43, 57, 111]. Пользуясь цитированными материалами, автор пришел к выводу, что порядка 30 % длины аккумулятивных выровненных лагунных, выровненных с примкнувшей аккумулятивной террасой и вторично расчлененных типов берегов занято песчаными формами, которые подвержены влиянию эоловых процессов. Общая длина перечисленных берегов, согласно [33, 57], равна 186,2 тыс. км. Следовательно, 55,9 тыс. км вовлечены в эоловую переработку.

Кроме того, примерно половина аккумулятивных участков абразионно-аккумулятивных берегов сложена песчаными наносами (т. е. более 30 тыс. из 121 тыс. км). Примерами могут служить абразионно-аккумулятивные типы берегов в пределах побережий Черного, Балтийского, Белого, Баренцева, Охотского морей. В частности, более 1400 из 4100 км (34,1 %) берегов Северного моря занято формами рельефа, подверженными действию ветро-песчаного потока. На Черном море длина подобных участков равна 990 км или 22,3 % общей длины. Особенно большая протяженность таких берегов на побережье Австралии, Центральной Америки, Бразилии, Западной Африки [96, 111, 133].

Как известно [23, 25, 113, 133], песчаные формы рельефа располагаются и в областях распространения ингрессионных и абразионно-бухтовых, ингрессионных бухтовых, дельтовых берегов. Длина таких участков, согласно [33], составляет около 10—15 тыс. км.

Таким образом, учитывая вышеизложенное, можно принять длину песчаных форм рельефа равной около 100 тыс. км. Это в 6—7 раз больше, чем принял Сафьянов [67]. Соответственно и количество наносов, выносимых ветром из береговой зоны, должно быть в 6—7 раз больше, т. е. порядка 1,5—1,8 млрд. м<sup>3</sup>/год.

В соответствии с данными п. 4.2, в береговую зону поступает 1,4—1,7 млрд. м<sup>3</sup>/год эоловых наносов, т. е. почти столько же, сколько и выносится. Однако все же обнаруженная разница в 0,1—0,4 млрд. м<sup>3</sup>/год позволяет допустить существование некоторой тенденции к задержке части наносов на берегу и их консервации в очагах эоловой аккумуляции. Видимо, такая глобальная, наиболее общая, тенденция действительно существует в связи с тем, что условия накопления материала на берегу более благоприятны, чем условия его выноса в море при данном характере рельефа, растительного покрова и влажности песков.

Несомненно, рассчитанное количество эолового поступления материала на сушу является ориентировочным. Его надо рассматривать как показатель наиболее общей тенденции литодинамического развития береговой зоны. Кроме того, его получение и ход расчетов должны подсказать пути дальнейших исследований эолового расходного элемента баланса осадочного материала в береговой зоне. В общем пути расчетов и их результат отражают современное состояние изученности проблемы. Со временем будут известны более достоверные и точные данные, которые



приблизят нас к точному значению эолового выноса прибрежно-морского материала на сушу.

Но сейчас, несмотря на условность результата, все же можно считать, что эоловые поступления на сушу на порядок меньше выносимого реками материала и в несколько раз меньше того, что выносятся в открытое море под влиянием волновых и приливных течений.

## 6.7. Ледовый вынос материала из береговой зоны

Ледовый фактор приводит к выносу осадочного материала как на сушу, так и в открытое море, причем последнее более существенно.

Для активного действия ледового фактора необходим ряд благоприятных условий. К ним относится прежде всего пологий уклон берега и подводного склона, видимо, в пределах 0,030—0,005, а также продолжительные ветры с большими скоростями (более 10 м/с), достаточными для частых и высоких сгонов и нагонов. Благоприятными являются участки, подверженные действию приливных колебаний уровня. Важно обилие наносов.

Имеется немало работ, описывающих ледовое выпаживание и размеры валов и холмов в местах остановки и таяния морских льдов. Так, К. К. Орвику и К. Орвику [59] считают, что почти на 10—15 % длины эстонских берегов Балтийского моря (около 500 км из 3400 км) ежегодно появляются «ледовые валы» высотой около 3—5 м, а в некоторых местах — до 15 м. Ширина подобных валов обычно равна 10—12 м (максимум 35—40 м). Отсюда можно подсчитать, что с пляжа и приурезовой части дна на сушу ежегодно перемещается до 30—70 м<sup>3</sup>/м наносов, а с учетом длины берегов Эстонии — около 10 млн. м<sup>3</sup>/год. Такие величины имеют тот же порядок, что и при абразии берегов или эоловом сносе.

Ледовый вынос на сушу характерен для многих участков берегов северной части умеренной зоны, субполярной и полярной зон. Например, ледовый вынос распространен в заливе Джемс в Гудзоновом заливе, на островах Канадского архипелага, на Аляске, на берегах Балтийского и Северного морей [106, 122, 132, 134]. Вдоль прибрежных аккумулятивных террас, кос и пересыпей после холодного периода года практически всегда остаются валы и холмики высотой до 1—3 м, нередко больше. Длина таких берегов, по данным непосредственных измерений [33], может быть оценена в 8000 км.

Конечно, потери за счет выноса нельзя считать безвозвратными. Большая часть материала, вполне вероятно, возвращается обратно в береговую зону, например при очень сильных волнениях, особенно на возвышенных берегах [135]. Поэтому можно считать, что подобные явления усиливают механическую дезинтеграцию обломков горных пород и улучшают сортировку наносов.

Достаточно ярко выражен ледовый вынос осадочного материала из береговой зоны в открытое море. Он особенно интенсивен на тех участках, где формируются толстые льдины [122, 135]. По-видимому, ледовый вынос можно описать посредством четырех основных механизмов.

Наиболее распространено волновое насыщение льда наносами (*первый механизм*). Во время волнового перемешивания вод в зоне действия прибойного потока происходит их насыщение взвесью. Дальнейшее замерзание приводит к фиксации взвешенных частиц в толще льда, в частности при образовании шуги или сала. При этом возможна концентрация наносов до 15—20 % объема льда. После вмерзания наносов возможен отрыв и вынос льда в море. Там лед тает и разрушается либо сразу, либо через некоторое время в зависимости от конкретной погодной обстановки. Такой механизм, по-видимому, действует в переходные периоды от сезона к сезону — от холодного к тепловому и от теплого к холодному. Он имеет место в условиях приглубого и отмелого подводного склона, при снежной и бесснежной зиме, на абразионных и аккумулятивных берегах. Выносятся материал того же состава, который слагает пляжи в зоне действия прибойного потока.

*Второй механизм* наиболее действен в условиях бесснежной зимы на аккумулятивных песчаных берегах, независимо отмелых или приглубых. После формирования толщи прибрежного льда ветер сдувает на его поверхность наносы с берега. Верхняя часть ледового покрова насыщается материалом. Нередко толщина слоя навеванных наносов составляет около 4—5 см (по наблюдениям у берегов косы Джарылгач на Черном море и около устья р. Роя в Рижском заливе). При нагонах вода по трещинам может выступать на поверхность льда, и наносы смерзаются, прочно включаясь в лед. В этом случае концентрация наносов может достигать 5—10 % объема льда, согласно исследованиям автора в Тендровском и Джарылгачском заливах Черного моря. Но, в отличие от первого механизма, ширина полосы насыщения составляет не десятки, а сотни метров. В дальнейшем, как и в первом случае, ледовые наносы поступают в открытое море, где осаждаются на дно по мере таяния льда. Выносу подвергаются в основном песчаные и более мелкие фракции, способные перемещаться ветром с берега на лед.

*Третий механизм* развивается в условиях отмелого подводного склона, действия приливных и сгонно-нагонных явлений. Во время сгона или отлива лед ложится на дно, к его нижней поверхности примерзают наносы, подчас слоем 2—3 см и даже более. Последующие прилив или нагон поднимают лед вместе с наносами. Затем по мере наращивания льда наносы окончательно вмерзают в ледовую толщу. Многократное повторение этого процесса создает слоистость: прослойки льда чередуются с прослоями наносов. Концентрация наносного материала может достигать 10 % и больше. Так, в Джарылгачском заливе на 1 м<sup>2</sup>

льда толщиной 18 см приходилось до 3—4 кг наносов, а у берега Чукотского моря возле Певека — около 16 кг при толщине льда 89 см. Если между последующими соприкосновениями льда и дна наращивание льда не происходит, то наносы осыпаются в воду, и наиболее тонкие фракции выносятся течениями в открытое море. Некоторые авторы [106, 122] считают, что ледовое взмучивание и перемещение наносов приливными течениями является одним из важных процессов потерь прибрежного материала на берегах полярных морей.

*Четвертый механизм* действует при развитии многолетнего льда, который дообогащается наносами не только путем их переноса ветром или посредством налипания на нижней поверхности, но и посредством ледового выпахивания, когда льдины поднимают на себе до нескольких десятков килограммов материала на 1 м<sup>2</sup>.

Таким образом, в береговой зоне вмерзание наносов может происходить непосредственно в ледовую толщу, на его верхнюю и нижнюю поверхности. Видимо, каждый из описанных здесь механизмов редко проявляется в чистом виде. Вероятно, они развиваются совместно, и каждый преобладает на разных этапах морозного периода года, усиливаясь или ослабевая.

Прямые исследования берегового припая в губах Кольского полуострова позволили Г. А. Тарасову определить, что в толще льда может сформироваться от 5 до 15 слоев осадочного материала. Масса материала в каждом слое может быть значительной, но чаще всего колеблется от 2 до 12 кг на 1 м<sup>2</sup>. Среднее количество составляет 7—8 кг. Зная число слоев, можно подсчитать, что в 1 км<sup>2</sup> льда одновременно содержится порядка 70 тыс. т, а всего в двух исследованных Тарасовым губах — около 300 тыс. т осадков. Считая, что в каждой губе в составе льда заключено порядка 150 тыс. т наносов, а в течение морозного периода года лед обновляется до 3 раз в условиях района исследований, количество материала во льду на всем Мурманском побережье Кольского полуострова составляет около 10 млн. т/год.

Сходные значения концентрации наносов во льдах были обнаружены автором в ледовые зимы у северо-западных берегов Черного моря. Например, отбор проб льда в феврале 1972 г. в Одесском заливе показал, что количество наносов в ледовой толще мощностью 15—18 см колебалось от 14 до 1167 г/м<sup>2</sup>. Поскольку у берега оседает основная часть переносимых ветром наносов и лед чаще всего соприкасается с дном при ветровых сгонах и сейшах, то с удалением в сторону моря количество материала понижается (табл. 24). Хотя сами по себе значения невелики в связи с относительной приглубостью подводного склона (уклон около 0,036) и задернованностью смежных участков берега, в расчете на 1 м пог. длины берега концентрация наносов внушительна — не менее 140—150 кг/(м·год). При длине берегов Одесского залива 8000 м ледовый вынос в отдельные годы может достигать 23 200—25 600 м<sup>3</sup>/год пляжевых наносов. Это количество равно средней

Таблица 24

Распределение наносов в составе льда на профилях в Одесском заливе (Черное море) в феврале 1972 г.

Профиль	Точка отбора проб льда	Глубина, м	Содержание наносов в точках отбора проб льда, г/м <sup>2</sup>	Расстояние на профиле, к которому относится точечное содержание наносов, м	Содержание наносов во льду на отрезках профиля, г/м
1	1	0,27	1167	50	58 350
	2	0,50	913	80	73 040
	3	1,40	305	40	12 200
	4	0,90	265	50	13 250
	5	1,58	107	30	3 210
	6	2,90	53	40	2 120
	7	3,50	28	90	2 520
	8	4,50	41	60	2 460
	9	5,20	14	60	840
Сумма					167 990
2	1	0,35	1642	50	82 100
	2	0,45	890	70	62 300
	3	1,51	255	30	7 650
	4	1,10	230	40	9 200
	5	1,70	92	30	2 760
	6	3,05	33	60	1 980
	7	3,74	22	70	1 540
	8	3,80	26	40	1 040
	9	4,90	19	60	1 140
Сумма					169 710

многолетней норме мощности вдольберегового потока наносов, который разгружается в Одесском заливе.

Таблица 25

Количество наносов (г/м), вмержших в припайный лед у берегов Чукотского

Участок отбора проб льда	Расстояние					
	25			50		
	г/м <sup>2</sup>	Полоса насыщения, м	г/м	г/м <sup>2</sup>	Полоса насыщения, м	г/м
Восточное мыса Якан	6 321	25	158 275	11 212	50	560 600
Восточное мыса Шмидта	12 035	25	300 875	8 174	50	408 700
Центральная часть косы Шмидта	—	—	—	5 661	50	283 050
Центральная часть косы Шмидта	3 290	25	82 250	4 006	50	200 300
Дистальная часть косы Беляка	1 871	25	46 775	1 539	50	76 950
Центральная часть косы Беляка	2 720	25	68 000	1 450	50	72 500

Примечание: Среднее количество наносов, выносимых припайным льдом в год.

Более высокое содержание грунтовых частиц во льду около берегов Чукотского полуострова (табл. 25). Там также снижается количество материала с удалением от берега, но концентрации колеблются от 154 до 12 035 г/м<sup>2</sup> при средней толщине льда 70—75 см. Среднее содержание ледовых наносов, в основном пляжеобразующих фракций, составляет от 185 до 960 кг/(м·год).

Анализ литературных [23, 67, 106, 122, 132, 135] и данных собственных исследований показал, что насыщение льда наносами составляет в среднем 3—5 %, иногда — до 20—25 %. Такие концентрации тождественны содержанию наносов во льду, например, толщиной 30 см, равному в среднем 9—15 кг/м<sup>2</sup> и иногда до 60—75 кг/м<sup>2</sup>.

Возле берегов большинства морей, где происходит замерзание прибрежных вод, обычно формируется лед сравнительно небольшой толщины — в среднем до 20—50 см. Если принять толщину льда у берегов водоемов равной в среднем 50 см, а среднюю концентрацию выносимых хотя бы один раз в год наносов в количестве 3 %, то на 1 м<sup>2</sup> льда окажется 27 кг материала. Допустим, что ширина полосы насыщения льда составляет 100 м. Отсюда удельный ледовый вынос равен 2,7 т/(м·год). Примем длину берегов, охваченную ледовым выносом в море, как и выносом на сушу, равной 80 000 км. Эти данные позволяют рассчитать, что с берегов в открытый океан выносятся не менее 216 млн. т/год, или 125 млн. м<sup>3</sup>/год наносов. Всего же лед способен удалить за пределы береговой зоны по крайней мере 100 млн. м<sup>3</sup>/год прибрежно-морских наносов (вторая разновидность осадочного материала), что свидетельствует о существенной роли этого расходного элемента баланса.

моря весной 1972 г.

от берега, м										Сумма, кг/м
100			150			200				
г/м²	Полоса насыще- ния, м	г/м	г/м²	Полоса насыще- ния, м	г/м	г/м²	Полоса насыще- ния, м	г/м		
3387	50	169 350	1247	50	62 350	218	50	10 900	961,5	
2317	50	115 850	154	50	7 700	171	50	8 550	841,7	
5055	50	252 750	2083	50	104 150	611	50	30 550	670,5	
1734	50	86 700	1402	50	70 100	321	50	16 050	455,4	
624	50	31 200	167	50	8 350	—	—	—	163,3	
713	50	35 650	188	50	9 400	—	—	—	185,6	

из береговой зоны в полосе 200 м, составляет 546,3 кг с 1 м пог. длины берега

## 6.8. Аккумулятивные процессы и захоронение прибрежно-морских отложений

При выполнении лабораторных экспериментов оказалось, что крутые подводные склоны активно срезаются волнами, что подтверждается рядом натурных примеров [56]. Поэтому накопление наносов преобладает в областях распространения пологих подводных склонов [146]. Лишь при достаточно большом количестве поступлений материала из разных источников аккумуляция происходит и в береговой зоне с крутыми подводными склонами.

Как показано в гл. 5, прибрежно-морские наносы — это преобразованный в ходе механической дифференциации исходный осадочный материал, от которого отчленились тонкозернистые фракции, выносимые во взвеси прибрежными течениями за пределы береговой зоны. Поэтому в береговой зоне остаются и накапливаются лишь относительно крупнозернистые частицы, по своим гидравлическим свойствам соответствующие данным фациальным условиям. В данной книге автор рассматривает накопление и консервацию наносов как один из расходных элементов баланса исходного осадочного материала.

Анализ многообразия аккумулятивных процессов показал преобладание гидродинамического типа аккумуляции [85]. На песчаных берегах широко распространен эолово-волновой тип. Остальные типы аккумуляции имеют подчиненное значение. Они либо имеют неволновую природу, либо связаны с действием волнений, но их роль в накоплении наносов несущественна. К подобному выводу также пришли В. Л. Болдырев и Г. А. Сафьянов, подчеркнувшие решающую роль изменения емкости вдольбереговых потоков и поперечных миграций наносов в распределении оставшегося в береговой зоне материала. Важнейшими регуляторами емкости являются уклоны подводного склона, которые на определенном фоне гидродинамического режима понижают или повышают удельные значения энергии морских волн [45].

Уменьшение уклонов подводного склона на открытом выровненном берегу приводит к так называемой относительной аккумуляции [80]. Из вдольбереговых и поперечных потоков изымается лишь небольшая часть наносов, достаточная для поддержания аккумулятивных форм, прогрессирующего роста которых чаще всего не происходит. Подобные формы лишь на начальной стадии развития увеличиваются в размерах и действительно изымают из круговорота то или иное количество наносов. Но по достижении определенных размеров они стабилизируются, становятся динамически стабильными [82]. Примерами могут служить Бакальская коса и Донузлавская пересыпь на Черном море, примкнувшая терраса около Паланги и пересыпь Папе на Балтийском море, коса Беляка на Чукотском море, терраса в заливе Касатка на о. Итуруп (Курильские о-ва) и др. Подобным образом развиваются аккумулятивные формы во «входящих углах» между береговой линией и портовыми молами: по мере строительства молов

начинается быстрый рост форм, но затем процессы накопления наносов прекращаются и формы становятся стабильными.

Более эффективным является перехват наносов у оконечностей кос, где снижению емкостей вдольбереговых потоков наносов способствует диссипация волновой энергии под влиянием процессов рефракции. Например, у дистальной оконечности Тендровской косы на Черном море при южных штормах волны достигают высоты 2—3 м, на закруглении дистали — около 1,0—1,5 м, а при входе в Тендровский залив — уже не более 1 м. Постепенно высота волн снижается и приближается к нулю на том участке, для которого штормовые волны являются береговыми. В результате полностью падает наносодвижущая способность волнового потока и наносы аккумулируются. Длина косы увеличивается. У оконечности Тендровской косы накапливается около 450 тыс. м<sup>3</sup>/год наносов, у дистали косы Хель — до 400 тыс. м<sup>3</sup>/год, у дистали косы Весло (о. Кунашир) — до 80 тыс. м<sup>3</sup>/год согласно выполненным автором сопоставлениям карт крупного масштаба. По данным Р. Я. Кнапса, коса Колка нарастает за счет отложения 500 тыс. м<sup>3</sup>/год наносов, по данным Р. Чардона (R. Chardon), на дистали косы Ки-Бискейн (Флорида) отлагается более 150 тыс. м<sup>3</sup>/год наносов.

Исследование оконечностей кос на Черном море показало, что до 10—15 % наносов огибает оконечности и поступает на тыльные стороны кос. Видимо, подобное явление вообще характерно.

Третья разновидность волнового типа аккумуляции распространена на нешироких, вытянутых в длину барах и косах. Они имеют обычно небольшую высоту (до 2—4 м), особенно песчаные формы, с которых ветер сдувает материал как в сторону моря, так и в сторону отчлененной формами акватории. Во время сильных штормов волны переплескивают через эти формы и на их тыльной части откладывают до 10—15 м<sup>3</sup>/м (в среднем 3—6 м<sup>3</sup>/м) наносов, согласно повторным съемкам на пересыпях Черного моря. Эти результаты схожи с полученными, например, Дж. Пирсом [127]. По Пирсу, на тыльную сторону баров Атлантического побережья США, между мысами Лукаут и Гаттерас, штормовые волны перебрасывают 7—8 м<sup>3</sup>/м наносов, а в наиболее узких местах — до 20 м<sup>3</sup>/м. На узких пересыпях Мексиканского залива волны перебрасываются до 10—15 м<sup>3</sup>/м за шторм. Повторные аэро- и топосъемки барьерного о. Мейсонборо (шириной 60—300 м) показали, что с его тыльной стороны при переплескивании штормовыми волнами отлагается 12—16 м<sup>3</sup>/м. Примерно такие размеры аккумуляции отмечены и для баров в открытом море.

Более интенсивен перенос материала по прорвам через пересыпи и косы в лиманы, лагуны и заливы. Во время шторма в феврале 1979 г. на пересыпи лимана Бурнас образовались четыре прорвы, по которым в течение 28 ч в лиман поступило около 180 тыс. м<sup>3</sup> наносов, т. е. примерно 21 м<sup>3</sup>/м. Тогда же по двум прорвам в Будаковский лиман было вынесено около 140 тыс. м<sup>3</sup> материала, т. е. около 10 м<sup>3</sup>/м. Образовавшиеся «дельты проли-

вов» выдвинулись в лиманы на расстояние до 350 м. Следы многочисленных подобных дельт, образовавшихся раньше, распространены повсеместно на тыльной стороне пересыпей всех лиманов побережья Черного моря, а также лагун восточного побережья Сахалина, западного побережья Камчатки, северо-западного Приохотья. Со временем лиманные и лагунные волны выравнивают внутреннюю береговую линию, но за счет поступившего материала она выдвигается в акваторию на несколько десятков метров. Подобный процесс И. А. Правоторов, П. Бруун [99] и Дж. Хойт [115] представляют как важнейший элемент механизма перемещения баров и кос в сторону суши.

На высокие объемы отложения наносов во время формирования конусов выноса из прорыв указывают многие исследователи. П. Брууном [99] приводятся многочисленные данные по прорывам на берегах Голландии, Дании, Португалии, США, Мексики, согласно которым на тыльную сторону пересыпей и кос поступает от 1 до 40 м<sup>3</sup>/(м·год) наносов. На тыльной стороне баров Южной Каролины (США) обычно отлагается 6—12 м<sup>3</sup>/(м·год), а на ряде участков восточного и южного побережий США — до 35—40 м<sup>3</sup>/(м·год) [127]; этот материал поступает как под влиянием переплескивания волн, так и по прорывам.

Особенно много наносов изымается из береговой зоны во время очень сильных штормов и ураганов. Например, во время урагана Бетси и урагана Джинджер на тыльной стороне баров образовались сплошные шлейфы материала. Л. Хай (L. Hay) считает, что крупные штормы являются важнейшим фактором формирования прибрежно-морских толщ осадков.

Наконец, четвертая разновидность гидродинамического типа аккумуляции действует в естественных ловушках — в вогнутостях берега и в заливах, где полностью разгружаются вдольбереговые потоки наносов. В данном случае действует абсолютная аккумуляция [80, 147]. Она хорошо выражена в Жебрианской бухте и Одесском заливе Черного моря (рис. 49), в Ясенском и Темрюкском заливах Азовского моря, в Вислинском заливе Балтийского моря. Абсолютной аккумуляции способствуют изменения контуров береговой линии и уклонов подводного склона. Береговая линия разворачивается до такого положения, что составляет угол с результирующим вектором ветро-волнового режима около 90°. Л. Г. Никифоров [56] пришел к выводу об активной аккумуляции при приближении уклонов подводного склона к 0,0012 (для песчано-ракушечного материала). Этот вывод подтвердился исследованиями Одесского университета на Черном и Азовском морях. Так, в условиях действия ослабленных волнений в Жебрианской бухте песчано-ракушечные наносы начинают выпадать из вдольберегового потока при уклонах подводного склона, близких 0,0045 [80].

Песчано-гравийные наносы в условиях действия умеренных волнений у берегов Западного Крыма начинают отлагаться при уклонах дна 0,016—0,028.



Разновидность абсолютной аккумуляции имеет локальное распространение, как и относительная аккумуляция в местах уменьшения глубин на открытом берегу и перехват наносов у оконечностей кос. Так, на косе Хель (Балтийское море) активное отложение наносов происходит вдоль всего 20—25-километрового

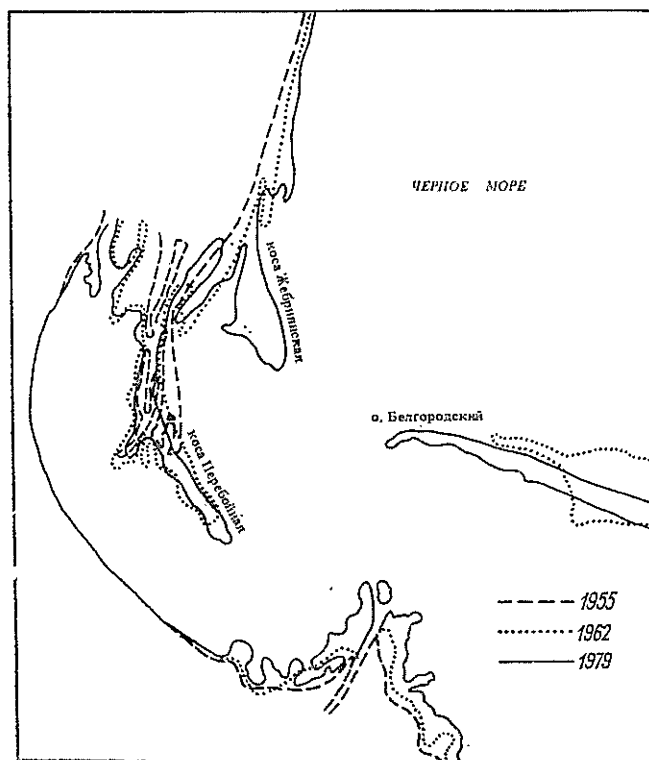


Рис. 49. Современная аккумуляция при полной разгрузке вдольберегового потока наносов в Жебриянской бухте Черного моря по данным съемок берегов в 1955, 1962 и 1979 гг.

берега за счет сноса материала с участка длиной более 500 км. В Жебриянской бухте Черного моря аккумулируются наносы вдоль 10-километрового берега, но сносятся они с участка длиной более 150 км. Для того чтобы обеспечить активное отложение материала вдоль берега длиной около 10 км у дистальной оконечности Тендровской косы, наносы мобилизуются вдоль берега длиной почти 200 км. При высоких скоростях абразии клифов и бенчей, высокой продуктивности эолового источника и биогенных поступлений в трех приведенных здесь примерах подобное несоответствие объемов поступления исходного осадочного материала и аккумуляции прибрежно-морских наносов можно объяснить

только с помощью прибрежно-морской механической дифференциации. Ее действие обуславливает вынос в открытое море основного количества исходного материала в виде взвеси. Следовательно, надо знать, сколько материала и какого состава поступает в береговую зону, сколько остается и вовлекается во вдольбереговые потоки наносов и сколько удаляется за пределы береговой зоны. Другими словами, подобные работы требуют применения балансового метода исследования [147].

В отличие от локального характера аккумуляции в бухтах, заливах, на отмелях, на дистальных оконечностях баров и кос, аккумуляция на тыльных частях линейно вытянутых форм может считаться более распространенной, занимающей большую часть длины аккумулятивных форм. Однако по своим объемам локальная абсолютная аккумуляция на единицу длины берега более высокая, и к тому же способствует действительному изъятию наносов и их захоронению, консервации. Вместе с тем аккумуляция на тыльной стороне форм еще не означает, что наносы ушли надолго из-под волнового влияния. Дело в том, что подавляющее большинство современных аккумулятивных форм размывается с морской стороны и береговая линия прогрессирующе отступает. Примеры этого явления приведены в п. 3.1, а также в работах Г. А. Сафьянова [65, 67], Э. Берда [96], Ф. Шепарда и Г. Уонлесса [133] и др.

Соответственно размыв (реже накопление) наносов с морской стороны форм сопровождается накоплением (очень редко размывом) с тыльной, лагунной (лиманной) стороны. В зависимости от темпа накопления (размыва) происходит выдвигание или отступление внешней и внутренней береговых линий, а соотношение между скоростями смещения этих береговых линий прямо определяет объемы затрат наносов на реальную аккумуляцию.

Согласно этому динамическому принципу, автором предложена классификация аккумулятивных форм [80] применительно к берегам лиманного типа. Эта классификация принципиально отличается от общепринятой в настоящее время, являющейся чисто морфологической [23, 43] и не дающей представления о размерах аккумуляции наносов. Поскольку в природе сравнительно редко встречается отступление тыльной (лиманной, лагунной) береговой линии аккумулятивных форм, то во всех шести вариантах (рис. 50) классификации стрелки указывают на наращивание.

Согласно динамической классификации, наибольшие объемы наносов изымаются из оборота тогда, когда с равно высокими скоростями накапливается материал с морской и лагунной (лиманной) сторон одновременно. В таком экстремальном случае с морской стороны может накапливаться до  $150 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ , а с противоположной тыльной — до  $40\text{--}50 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ . Таким образом, объемы отложений могут достигать  $200 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ , т. е. почти столько же, сколько может сноситься с наиболее продуктивных клифов или бенчей. Минимальный объем аккумуляции, видимо, отмечается при прогрессирующем сужении форм, когда и

морская, и тыльная стороны отступают навстречу одна другой. Объем аккумуляции, судя по исследованиям, например на Будаковской пересыпи Черного моря, не превышает  $1-2 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ . Исходя из данных, приведенных здесь и в п. 3.1, а также в ряде обобщающих работ [67, 96, 133], средний объем аккумуляции можно принять около  $20 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ .

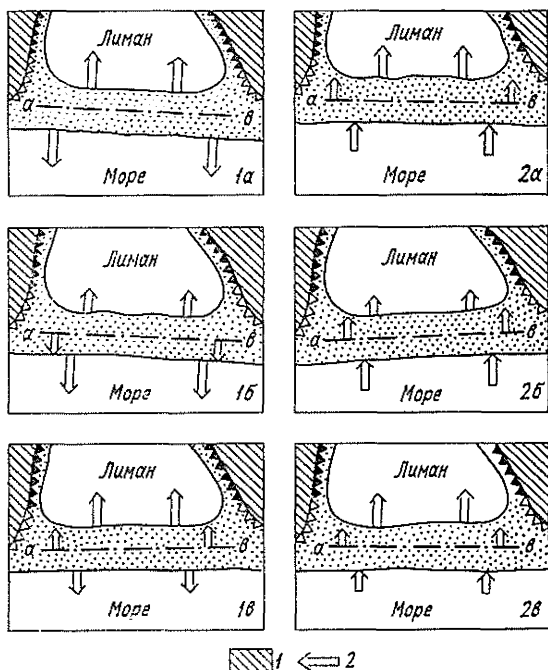


Рис. 50. Динамические схемы пересыпей разных типов на морских побережьях.

1 — коренная суша, 2 — направление и относительная скорость смещения всей пересыпи (по продольной оси  $ab$ ) и береговой линии. Длина стрелок может служить для характеристики относительной скорости.

1 2

Помимо чисто волнового накопления наносов, существует процесс аккумуляции, связанный с резким падением энергетического потенциала волнового или волно-приливного поля. Чаще всего это явление связано с влиянием водной растительности и происходит на подводном склоне или на приливной осушке. Так, Л. Лафонд и Р. Вест [146] определяют скорости отложения наносов на мангровых берегах в  $0,01-0,04 \text{ м/год}$ . В заливе Габес отлагается  $0,001-0,002 \text{ м/год}$  алеврито-пелитовых фракций, чему способствует гашение волн зарослями водоросли посидонии. Ж. Пикар (J. Peasage) считает, что почти все наносы, перемещаемые течениями, перехватываются зарослями посидонии у средиземноморских берегов Франции, причем накопление наносов происходит до глубин  $35 \text{ м}$  со скоростью до  $0,01 \text{ м/год}$ . Скорости такого же порядка обнаружены и в пределах полей талассии в тропических и субтропических областях береговой зоны [141, 146].

С учетом аккумуляции под влиянием донной растительности объемы накопления, по-видимому, окажутся больше, чем приве-

денный выше ( $20 \text{ м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$ ). В общем на аккумулятивных берегах Мирового океана длиной 202,4 тыс. км консервируется до 22—25  $\text{м}^3/(\text{м} \cdot \text{год})$  материала (видимо, в среднем около  $23 \text{ м}^3/(\text{м} \times \text{год})$ ). Но для расчетов всю длину нельзя принимать, поскольку, как показано выше, лишь вдоль 5—7 % общей длины происходит реальная аккумуляция (т. е. вдоль 10,1—14,2 тыс. км). Поэтому аккумуляция как отрицательный элемент баланса изымает из оборота 232,3—326,6 млн.  $\text{м}^3/\text{год}$  материала, отлагающегося только под влиянием волновых процессов вне устьевых областей. Видимо, эти значения занижены, поскольку не учитывается длина аккумулятивных форм в пределах абразионно-аккумулятивных типов берегов, консервация материала на тыльной стороне линейно вытянутых форм, золотый и ледовый вынос в открытое море пляжеобразующих фракций.

## Глава 7

### ПРОБЛЕМЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ БАЛАНСА НАНОСОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

Результаты выполненных теоретических разработок основываются на многочисленных региональных примерах [136]. Известная случайность подобранных примеров, отсутствие целенаправленности большинства количественных исследований (заимствованы автором из опубликованных и фондовых источников), недостаточно широкий охват комплексными исследованиями того или иного региона пока еще не позволяют решить общее уравнение баланса осадочного материала для береговой зоны Мирового океана в целом. Это затрудняет установление наиболее общих тенденций современного литодинамического развития береговой зоны.

Тем не менее выполненный расчет отдельных приходных и расходных элементов баланса позволяет утверждать, что основным источником терригенного осадочного материала является абразионный. Такой вывод согласуется с «энерговооруженностью» береговой зоны и отражает огромные запасы механической энергии гидрогенных факторов [1, 23, 43, 45], за что в океанологии береговая зона нередко именуется зоной высоких энергий. По всей видимости (см. гл. 2 и 3), на современном этапе эволюции Мирового океана происходит ярко выраженный абразионный врез в различных широтах и в пределах всех водных бассейнов. Такое глобальное явление должно учитываться при объяснении седиментационных процессов в морях и океанах. Эта проблема может быть важнейшей при дальнейших исследованиях береговой зоны.

Другим основным приходным элементом баланса осадочного материала является твердый сток рек. В отличие от абразионных форм рельефа, устья рек имеют ограниченное распространение и

характеризуются аккумулятивным режимом современного развития. Прибрежные аккумулятивные формы во время своего роста перехватывают 30—50 м<sup>3</sup>/(м·год) пляжеобразующих фракций, а дельты рек — до 1000—5000 м<sup>3</sup>/(м·год) (в среднем около 200 м<sup>3</sup>/(м·год)), т. е. на один—три порядка больше. Это означает, что большая часть (60—70 %, в некоторых устьях 90—95 %) речных наносов задерживается на лагунных, лиманных, дельтовых побережьях и в открытое море не поступает (табл. 26).

Таблица 26

Твердый сток рек и количество наносов, отлагающихся в речных устьях

Река	Твердый сток рек, тыс. т/год	Отложение речных наносов		Литературный источник
		%	тыс. т/год	
Дунай	47 200	71	33 500	Расчет автора
Днепр	340	91	310	То же
Днестр	420	90	380	"
Камчия	1 120	45	500	К. Мышев, В. Попов, 1974
Дон	4 000	38	1 500	А. М. Бронфман, 1966
Кубань	4 500	56	2 500	В. Т. Богучарсков, А. А. Иванов, 1979
Висла	2 500	65	1 625	J. Branski, 1968
Неман	400	85	340	О. С. Пустельников, 1983
Даугава	400	35	140	М. М. Рогов и др., 1964
Печора	6 500	46	3 000	В. Ф. Полонский, 1979
Амур	23 000	65	15 000	В. Б. Козловский, 1981
Енисей	36 500	52	19 000	Л. М. Гаррисон и др., 1981
Колыма	8 300	55	4 560	Н. Н. Лапина, 1977
Яна	6 200	68	4 200	А. Ю. Сидорчук, 1975
Миссисипи	500 000	63	340 000	J. M. Coleman et al., 1974
Ориноко	86 500	75	64 880	T. H. Van Andel, 1967
Эбро	2 500	60	1 500	A. Мальдонадо, 1979
Хуанхэ	1 200 000	79	948 000	Qin Yun-Shan and Li Fan, 1982
Янцзы	500 000	67	335 000	Shao Xu-Sheng and Yan Qin-Shang, 1982
Фрэйзер	20 000	72	14 400	J. L. Luternauer, 1980
Иравади	334 000	64	213 760	К. С. Родольфо, 1979

Неба

Таким образом, устья рек являются крупнейшими ловушками осадочного материала на современном этапе развития Мирового океана. По мнению, например, Ф. П. Шепарда, К. О. Эмери, Р. Д. Джиббса и др. это связано с резким расширением шельфов и затоплением пологих коренных поверхностей суши под влиянием голоценовой трансгрессии Мирового океана. Формирование пологих подводных склонов в устьевых областях в целом существенно сокращает диффузию пляжеобразующих фракций на смежные участки береговой зоны. Дальнейшие исследования должны уточнять количество наносов, которое перехватывается устьями рек.

Абразионный и речной приходные элементы осадочного материала распространены повсеместно, и в общем их распространение является аazonальным. Одновременно масса поставляемых ими наносов определяет среднюю многолетнюю норму терригенного материала для Мирового океана в целом. Остальные источники являются либо локальными, либо маломощными, а потому способны усиливать или ослаблять продуктивность абразионного и речного. Взаимоотношение основных и второстепенных элементов баланса осадочного материала представляется одной из важнейших проблем дальнейших исследований.

Как показано выше, процессы волновой дифференциации расчленяют исходный осадочный материал. В итоге образуются частицы повышенной гидравлической крупности — пляжеобразующие фракции, которые под влиянием волновых процессов задерживаются в береговой зоне. В общем в пределы морских побережий выносятся около 30 млрд. т/год осадочного материала различного происхождения и состава. Именно такое количество (в удельном выражении 38 т/(м·год)) способна переработать современная береговая зона в соответствии с ее энергетическим потенциалом.

Из изложенного в предыдущих главах следует, что не весь этот материал остается в береговой зоне. Волновые процессы приводят к задержке части (в основном пляжеобразующих фракций) материала, обуславливая «барьерный прибрежно-морской эффект». Региональные исследования отдельных бассейнов показали (табл. 27), что береговой зоной может перехватываться около 30 % исходного осадочного материала вне устьевых областей; это касается в основном материала абразионного, вулканогенного, эолового и биогенного происхождения. Таким образом, в пределах устьев рек (70 % речного) и вне их (30 % абразионного) на побережьях может задерживаться до 15—17 млрд. т/год осадочного материала. В итоге получается, что береговая зона является мощным седиментационным барьером Мирового океана, областью со-

Таблица 27

Элементы баланса осадочного материала (тыс. м<sup>3</sup>/год) в береговой зоне некото

Море	Приход					
	абразия клифов	абразия бенчей	твердый сток рек	эоловый вынос	биогенный спос	вулканч. изверже- ния
Азовское	6 910	4 580	1 360	—	1840	—
Балтийское	7 940	13 490	3 450	280	300	—
Баренцево	16 060	41 050	1 890	1440	—	—
Берингово	88 020	90 000	67 940	520	1080	470
Северное	7 030	7 160	4 000	2430	950	—
Черное	28 070	24 980	51 360	4030	8320	—
Чукотское	7 890	31 000	2 470	—	—	—

временного накопления больших масс осадков. Автором принимается точка зрения А. П. Лисицына и Е. М. Емельянова, согласно которой дальнейшие исследования должны дать количественную характеристику барьерного эффекта береговой зоны отдельных морей и Мирового океана в целом.

Применение балансового метода показало, что волновые процессы могут обеспечить фильтрацию в открытое море примерно 13—15 млрд. т/год осадочного материала. Однако действие неволновых факторов существенно увеличивает это количество, среди них: канализация материала по подводным каньонам (2,5 млрд. т/год), эоловый вынос (1,5 млрд. т/год), ледовый вынос (0,4 млрд. т/год), усвоение живыми организмами детритофагами, илоедами и др., процессы истирания и некоторые другие. Видимо, главной проблемой еще долгое время останется разработка количественного выражения общего уравнения баланса осадочного материала в береговой зоне Мирового океана.

На данном этапе исследований удалось решить уравнение баланса лишь для некоторых, относительно полно изученных водных бассейнов, например Азовского, Балтийского [47], Черного [87], Чукотского [89] морей (см. табл. 27).

Для получения ряда приходных и расходных элементов баланса составляется балансовая таблица, согласно методике, изложенной в предыдущих главах. Прямым расчетом можно определить почти все элементы, исключая вынос взвеси за пределы береговой зоны. Ее можно определить по балансовой разности, зная состав исходного материала и пляжеобразующих фракций согласно рис. 2 (см. п. 5.5 и 6.1). Однако более перспективны расчеты концентраций взвеси в круговых циркуляционных течениях с вертикальной осью.

В качестве примеров приведем результаты расчета баланса береговой зоны Черного (табл. 28) и Азовского (табл. 29) морей. Количество исходного материала, сносимого под влиянием абра-

рых морей

	Расход							Сумма	
	затраты на прибор. аккумуляцию	вынос волновыми течениями	эоловый вынос на сушу	ледовый вынос в море	снос по подводным каньонам	вынос приливными течениями	потери наносов на истирание	приходные	расходные
1 030	11 290	—	1 650	—	—	—	720	14 690	14 690
2 580	13 140	2500	7 000	—	—	—	240	25 460	25 460
17 420	41 160	1000	270	—	—	—	590	60 440	60 440
80 200	133 880	2410	12 150	—	—	16 750	2640	248 030	248 030
2 750	12 360	2800	—	—	—	2 750	910	21 570	21 570
41 970	35 870	930	—	36 130	—	—	1860	116 760	116 760
11 000	18 880	—	8 170	—	—	3 180	130	41 360	41 360

Таблица 28

## Элементы баланса осадочного материала в береговой зоне Черного моря

Элементы баланса		Группы фракций наносов, м <sup>3</sup> /год		Всего, м <sup>3</sup> /год
		пляжеобразующие фракции крупнее 0,1 мм	взвешенные частицы мельче 0,1 мм	
Приходные	Абразия клифов	10 215 788	17 183 912	27 399 700
	Абразия бенчей	9 158 433	19 821 267	28 979 700
	Твердый сток рек	9 253 000	54 697 000	63 950 000
	Эоловый вынос в море	4 025 000	—	4 025 000
	Биогенный снос	8 317 000	—	8 317 000
Сумма		40 962 221	91 702 179	132 671 400
Расходные	Затраты на питание аккумулятивных форм береговой зоны	31 437 701	—	31 437 701
	Вынос взвешенных фракций волновыми течениями	—	62 302 179	62 302 179
	Эоловый вынос на сушу	925 000	—	925 000
	Потери за счет выноса материала по подводным каньонам	6 730 000	29 400 000	36 130 000
	Потери на истирание наносов береговой зоны	—	1 876 520	1 876 520
Сумма		39 092 701	93 578 699	132 671 400

зии клифов, рассчитывается по данным прямых наблюдений, сопоставлений карт и аэрофотоснимков, количественного варианта классификации горных пород по степени сопротивляемости абразии. Материал от абразии бенчей определяется сопоставлением данных прямых съемок, применением расчетного метода, с помощью количественного варианта классификации горных пород по степени сопротивляемости абразии. Твердый сток рек известен из прямых измерений на сети станций Госкомгидромета или рассчитывается по слою денудации и модулю стока. Эоловый и биогенный твердый материал был определен по удельным величинам с учетом гранулометрического состава наносов, расчлененности рельефа и проективного покрытия растительности дефляционного участка.

Расчеты расходных элементов баланса велись по схеме рис. 2 с учетом перераспределения разных групп материала в соответствии с блок-схемами рис. 1 и 38. Принимается допущение, по которому частицы мельче 0,1 мм заведомо выносятся за пределы береговой зоны. Затем из суммы пляжеобразующих фракций приходных элементов вычитается количество расходных элементов: эолового, ледового, вынос по подводным каньонам, потери за счет истирания, захоронение ракуши.



Таблица 29

Элементы баланса осадочного материала в береговой зоне Азовского моря

Элементы баланса		Группы фракций наносов, м <sup>3</sup> /год		Всего, м <sup>3</sup> /год
		пляжеобразующие фракции крупнее 0,1 мм	взвешенные частицы мельче 0,1 мм	
Приходные	Абразия клифов	852 632	6 057 894	6 910 526
	Абразия бенчей	463 158	4 115 789	4 578 947
	Твердый сток рек	—	1 358 823	1 358 823
	Биогенный спос	1 837 500	—	1 837 500
	Сумма	3 153 290	11 532 506	14 685 796
Расходные	Затраты на питание аккумулятивных форм береговой зоны	1 028 257	—	1 028 257
	Вынос материала волновыми и сгонно-нагонными течениями за пределы береговой зоны	—	11 285 006	11 285 006
	Ледовый вынос в море	1 402 500	247 500	1 650 000
	Потери на истирание прибрежных наносов	—	722 533	722 533
	Сумма	2 430 757	12 255 039	14 685 796

Прежде всего результаты расчетов в отдельных бассейнах подтвердили важнейшую роль береговой зоны как источника осадочного материала — прибрежно-морские процессы не только преобразуют «инородный материал», но и сами его создают. Причем в береговой зоне почти всех проанализированных морей (за исключением Черного) абразия клифов и бенчей дает максимальное количество осадочного терригенного материала, подчас больше, чем все остальные приходные элементы вместе взятые. И это несмотря на относительно небольшое процентное соотношение абразионных участков и общей длины берегов отдельных морей (см. табл. 5). Такой результат вполне реален и может служить одним из свидетельств в пользу корректности расчетов для всего Мирового океана (см. п. 3.6). Даже в таком гидродинамически малоактивном бассейне, как Чукотское море, абразионный источник является ведущим [89]. Очевидно, ранее недооценивалась эта литодинамическая функция процессов развития абразионных форм рельефа.

Приведенные в табл. 27 данные показывают, что наибольшее значение волновые абразионные элементы баланса имеют в пределах равнинных побережий, сложенных террасовыми комплексами рыхлых или слабосцементированных осадочных пород (например, на берегах Северного, Баренцева, Берингова морей). Обычно в подобных условиях широко распространены лиманно-лагунные берега, что существенно понижает роль твердого стока

рек как источника исходных осадков в береговую зону и в бассейны в целом. К тому же равнинные реки несут относительно мало наносов. В их составе немного, всего несколько процентов, влекомых фракций (см. п. 4.1), например до 10 % в реках бассейна Берингова моря [44, 73].

В то же время твердая составляющая стока горных рек, подавляющее большинство которых впадает непосредственно в моря, остается в береговой зоне, например на кавказском побережье Черного моря или на южноамериканском побережье Тихого океана [23, 25]. Влекомые наносы достигают 25—30 % их твердого стока, который сам по себе велик. Так, водный сток р. Енисея равен  $560 \text{ км}^3/\text{год}$ , твердый сток — 2,6 млн. т/год, р. Терека — соответственно  $8,7 \text{ км}^3/\text{год}$  и 16 млн. т/год [36]. Наибольшее количество осадочного материала дают реки, имеющие горные бассейны. Например, реки, стекающие с Кавказских гор.

Золотое поступление наносов в береговую зону существенно лишь на тех берегах, где распространены песчаные аккумулятивные формы. Однако в целом золотый источник менее продуктивен, чем абразионный и речной, — до 10—12 % суммы объемов сноса. Вместе с тем нельзя считать, что золотый источник повсеместно поставляет дополнительное количество наносов, — чаще всего он в общем лишь возвращает в море то, что ранее выброшено волнами на берег или ветрами за пределы пляжей. Только в регионах, непосредственно примыкающих к песчаным пустыням, где преобладают береговые ветры, золотой снос является источником дополнительного количества наносов. Примером может служить побережье Северной Африки в пределах Ливии и Туниса [3].

Для умеренной климатической зоны биогенный источник осадочного материала за последние десятки лет имеет второстепенное значение. Даже для такого моря, как Азовское, биогенная составляющая в настоящее время дает чуть более 12 % материала. В условиях Черного моря его доля составляет в среднем около 7 %, а в других морях еще меньше. В то же время в тропической зоне доля биогенных наносов больше (см. п. 4.3) и может достигать подчас 80 и даже 100 %.

Питание вулканогенным материалом имеет локальное значение, что отмечалось и в [23, 67]. В пределах советских побережий этот элемент баланса обнаруживается только на берегах дальневосточных морей, но тоже не повсеместно. Современный вулканизм поставляет наносы в береговую зону в районах Курильских островов и восточного побережья Камчатки.

Процессы прибрежно-морской дифференциации меняют исходный состав осадочного материала, и это приводит к распределению его в разных частях прибрежного дна и в глубоководных областях водных бассейнов (см. гл. 5). Прежде всего в береговой зоне остается всегда намного меньше наносов, чем поступает в море осадочного материала. Так, прибрежно-морские формы Берингова моря получают ежегодно в 4 раза меньше наносов, чем поставляют разные источники. Для Азовского моря это соотноше-

ние составляет 1:14, для Северного — 1:10, для Чукотского — 1:3 и т. д. В удельном выражении это составляет несколько кубических метров на 1 м пог. длины в год, что в условиях высокого энергетического потенциала береговой зоны является основной причиной развития абразионных форм рельефа и абразионных процессов.

Преобразование состава исходного осадочного материала в прибрежно-морских седиментационных условиях приводит к выносу огромного количества наносов из береговой зоны. Основной фактор выноса — гидрогенный, связанный с действием приливных, ветро-волновых и стоковых течений. Под его влиянием объем выноса в открытое море обычно превышает 50 % объема поступления, а иногда может превышать  $\frac{3}{4}$  в пределах отдельных водных бассейнов.

Потери сформировавшихся запасов прибрежно-морских наносов (вторая разновидность осадочного материала) происходят не только под влиянием прибрежных течений. Их изъятию способствуют также и подводные каньоны. Так, в условиях Черного моря вынос по каньонам может достигать 25 % всех поступлений осадочного материала, как и, видимо, на других морях. До 5—10 % объема теряют прибрежно-морские наносы в процессе истирания и шлифовки обломков пород и поверхности подводного склона. Особенно велики потери подобного рода на тех участках береговой зоны, где преобладают гравийные и более крупные наносы. Поэтому  $K_{\text{ист}}$  рассчитывается не полностью для всех наносов, а только для гравийных и более крупных, а также для ракуши. Этот вопрос имеет важное практическое значение, в частности при планировании берегозащитных сооружений, и требует дальнейших разработок.

Ледовый фактор способствует формированию соответствующего расходного элемента баланса, в качестве же положительного (приходного) имеет несущественное значение в пределах береговой зоны исследованных морей. Вынос льдом относительно велик там, где прибрежные воды устойчиво замерзают. Довольно ощутимы потери прибрежных пляжеобразующих наносов бывают лишь в случаях, когда толщина льда превышает 5 см. Часто удельный вынос составляет несколько килограммов на 1 м пог. длины, но может достигать и гораздо больших значений. На северных морях средние потери могут составлять от 150 до 950 кг/(м·год) при одноразовом выносе припайных льдов в море. В действительности такой вынос обычно происходит 2—4 раза в год, и это надо учитывать при определении данного элемента баланса.

Из приведенных расчетов следует (см. табл. 27), что основная часть преобразованного осадочного материала уходит в открытое море (в основном третья разновидность). Но расход осадков (в основном вторая разновидность) связан и с поступлением на сушу, в частности, в области формирования очагов эоловой аккумуляции, при заполнении наносами дна лиманов и лагун. Он

может составлять до 10 % суммарных запасов наносов в береговой зоне и даже больше, но, по-видимому, не превышает 3—4 % в среднем за многолетний период в пределах изученных водных бассейнов.

Если бы весь материал, который приходит из разных источников в море, шел на формирование прибрежно-морских толщ осадков, то процессы абразии давно бы прекратились. В действительности длина абразионных берегов очень велика и составляет около половины (47,7 %) всей длины берегов Мирового океана. Это объясняет глобальное развитие более высоких скоростей разрушения коренных клифов, чем считалось еще 20—25 лет назад [23], и деградацию большинства «аккумулятивных форм» прибрежного рельефа. Если продолжать считать, что береговая зона больше материала задерживает, чем пропускает через себя, и скорости абразии берегов и подводного склона очень малы, то в таком случае невозможно объяснить обнаруженные скорости осадконакопления в глубоководных областях дна и высокие темпы отложения наносов в местах разгрузки вдольбереговых потоков наносов.

Изложенные в данной главе общие закономерности развития береговой зоны по результатам балансовых исследований обоснованы количественными показателями. Такая работа выполнена впервые в соответствии с современным уровнем теории учения о берегах, современным состоянием фактического материала и методики исследований. Дальнейшие разработки по решению проблем исследования баланса наносов позволяют уточнить цифровые показатели, получить их большее количество и повысить достоверность сформулированных выводов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение большого числа разнообразных данных, преимущественно цифровых, по морфо- и литодинамике береговой зоны моря позволило разработать основы изучения баланса наносов. В результате получен ряд научных положений, выводов и данных, которые дали возможность представить роль береговой зоны в образовании, переработке, превращении осадочного материала литосферы, формировании прибрежно-морских наносов и питании наносами открытой части водных бассейнов и сопредельной суши. Береговая зона рассмотрена как мощный седиментационный фильтр, способный пропускать через себя разнообразный по составу материал, и как составное литодинамическое звено Мирового океана.

Анализ полученных автором и опубликованных данных показал, что проблема изучения баланса осадочного материала в береговой зоне осталась до сих пор практически не разработанной в том виде, в каком она сформулирована в этой работе. Ни

один исследователь не предложил балансовый метод как универсальный для изучения литодинамических процессов. За небольшим исключением, систематически нарушался принцип балансовых исследований — комплексность, что подтверждается отсутствием полных предварительных списков учтенных элементов баланса.

Поставленная цель данной работы отличается от целей и задач существующих исследований баланса наносов. В подавляющем большинстве работ рассматривается баланс прибрежно-морских наносов, той части осадочного материала, которая отнесена в этой работе ко второй разновидности материала и залегает на пляжах, на подводном склоне и находится в сфере влияния волнового потока. Однако это уже «отфильтрованный» материал, он является результатом дифференциации исходного, характеризующегося совсем иными показателями сноса и состава, представляемого всеми источниками.

Для того чтобы изучить весь процесс фильтрации и его последствия, необходимо предварительно выделить ряд принципов исследований и разработать ряд положений: 1) различается состав исходного осадочного материала и состав наносов, остающихся в береговой зоне и выносимых за ее пределы; 2) осадочный материал образуется не только на суше, но и в береговой зоне под влиянием волновых процессов; 3) прибрежно-морские процессы и условия, в которых они развиваются, приводят к задержанию в береговой зоне материала определенного состава и строго определенного количества; 4) балансовые расчеты корректны при одновременном учете всех основных приходных и расходных элементов баланса; 5) элементы баланса требуют количественных определений и не должны характеризоваться качественно при решении уравнения баланса; 6) накопление прибрежно-морских наносов должно рассматриваться как один из расходных элементов баланса; 7) при расчетах элементов баланса требуется изучение динамики отдельных форм рельефа, а не типов берегов, и в этой связи возникла необходимость в специальной динамической классификации прибрежно-морских форм; 8) элементарным литодинамическим таксоном береговой зоны является автономная «подсистема» — ячейка, являющаяся элементом общей структуры всей береговой зоны как единой системы более высокого ранга; 9) береговая зона выступает как подсистема глобальной системы Мирового океана и является ее звеном; 10) обмен наносами между сушей и океаном происходит в общем направлении, перпендикулярном направлению берега.

В связи с основной целью данного исследования потребовалось разработать специальную графическую схему литодинамического функционирования береговой зоны. Согласно этой схеме, часть, по-видимому, основная, энергии волн и течений тратится на преобразование всего осадочного материала, поступающего из разных источников. Деление по гидравлической крупности сопровождается выносом за пределы береговой зоны основного количества

материала — преимущественно фракций мельче 0,1—0,05 мм. Основная масса частиц размером от 0,1 до 5,0 мм остается в береговой зоне, но небольшая часть может вернуться на сушу и выйти из-под волнового влияния. Частицы крупнее 5,0 мм почти полностью перехватываются береговой зоной, однако, в отличие от более мелких, они заметнее всего подвержены истиранию. Поэтому их масса может уменьшаться за счет образования взвесей, которые выносятся в открытое море. Представленная схема может нарушаться влиянием ледового фактора и подводных каньонов.

Оказалось, что одним из самых мощных источников осадочного материала является процесс развития абразионных форм рельефа, особенно бенчей. Связано это не только с обнаруженными недавно высокими скоростями донной абразии, но и с их широким распространением, причем в разных широтах.

Все многообразие клифов можно свести к восьми главным динамическим типам, а бенчей — к 11 типам. Разный характер их динамики обуславливает и разную их продуктивность, т. е. количество поставляемого осадочного материала. Основной фактор, влияющий на скорости их развития, — прочность горных пород, слагающих эти абразионные формы рельефа. На основании многочисленных данных совместно с Г. А. Симеоновой был предложен количественный вариант классификации горных пород по степени сопротивляемости абразии.

Получены графические зависимости скоростей абразии от прочности горных пород, энергии морских волн, размеров пляжей, нагонов, высоты клифов. Совокупное влияние перечисленных связей определяет итоговое количество сноса осадочного материала и позволяет обосновать важную роль абразионного источника.

В отличие от других источников материала, абразионные формы распределены относительно равномерно вдоль берегов морей и океанов, согласно исследованиям Л. Г. Никифорова, Г. А. Торопова, Н. А. Холодилина, С. А. Лукьяновой. На основании этих исследований можно считать, что абразионные источники не локализованы и относительно равномерно поставляют материал вдоль контура береговой линии бассейнов.

Оценка волнового фактора воздействия на абразионные формы целесообразна тогда, когда они сложены породами сходной сопротивляемости абразии. Сравнение продуктивности этих форм, развивающихся в разных волновых условиях и сложенных разными по прочности породами, не даст представления о роли волнового фактора в сносе осадочного материала. Также немаловажно, что с увеличением прочности пород реакция клифов и бенчей на действие волн понижается, но одновременно более заметным выступает влияние неволновых факторов.

С бенчей обычно сносится больше осадочного материала, чем с клифов. Часто бенчи являются единственным источником абразионного сноса материала в береговую зону. Наиболее продуктивными являются бенчи, достаточно крутые, чтобы допустить сильное волновое воздействие, и достаточно широкие, чтобы обеспечить

большое количество высвобождающегося осадочного материала. Горные породы разных классов по степени сопротивляемости абразии разрушаются на бенчах со все меньшими скоростями по мере уменьшения уклонов подводного склона. Различны скорости донной абразии, с которыми связано количество поступающего осадочного материала, в береговой зоне приливного и неприливно-го моря, открытого океана или небольшого внутреннего моря.

В подавляющем большинстве случаев годовую норму осадочного материала, сносимого с абразионных форм рельефа, обеспечивают несколько самых сильных штормов. Нередко исключительно сильные штормы или тропические ураганы способны мобилизовать в море до 2—5 норм годового поступления материала, в основном за счет усиленного отступления берегов и углубления бенчей и увеличения в 2—3 раза длины разрушаемых берегов.

В отличие от волновых, неволновые факторы сноса осадочного материала характеризуются локальностью, очаговостью распространения. Каждый из них в общем нечасто имеет самостоятельное значение. Все они способствуют преимущественно усилению или ослаблению волнового сноса материала.

Неволновые факторы, с которыми связаны приходные элементы баланса, в большей мере, чем волновые, характеризуются импульсивностью сноса осадочного материала. Так, единовременное извержение вулканов в объеме 1—5 км<sup>3</sup> и более обеспечивает береговую зону материалом на период в десятки лет, в течение которых продукты извержений подвергаются волновой переработке. Основная часть твердого стока (до 80—95 %) поступает в море во время паводков, наиболее крупные из которых бывают раз в несколько лет. Поэтому средний ежегодный снос в действительности оказывается в несколько, иногда на порядок величины, меньше мощных единовременных поступлений. Подобная импульсивность приводит к кратковременному, но довольно глубокому нарушению режимного литодинамического профиля и является важным залогом постоянного поддержания процессов саморазвития береговой зоны.

Среди неволновых приходных элементов баланса наиболее весомым является твердый сток рек. Однако его роль в сравнении с волновым намного меньше, чем ранее было принято считать, поскольку ранее в расчетах практически не учитывался перехват речных наносов дельтами, эстуариями, лагунами, лиманами. Для абразионного источника такого перехвата практически не существует.

Процесс дифференциации исходного осадочного материала в береговой зоне оценивается как процесс изменения состава в двух аспектах: а) стремление осадочного материала к измельчению в береговой зоне, если сносятся преимущественно крупные обломки; б) концентрация в береговой зоне наиболее крупных фракций из числа материала, в основной массе представляющего частицами мельче наносов «волнового поля». Характеристика дифференциации производится путем сравнения следующих при-

знаков исходного осадочного материала, с одной стороны, и прибрежно-морских пляжеобразующих наносов, с другой стороны; абсолютных объемов суммы сносимого в море материала и остающегося в береговой зоне; медианного диаметра этих двух разновидностей материала; коэффициента сортировки; опорных фракций; валового содержания тяжелых минералов; количества легкой фракции; содержаний отдельных минералов.

Процесс дифференциации рассматривается в данной работе в качестве основного, обуславливающего формирование расходных элементов баланса исходного материала. Его большая часть выносится в открытое море, меньшая остается в береговой зоне, из состава которой небольшая часть возвращается на сушу. Наиболее распространенным фактором выноса материала в открытое море является волновой. Все остальные усиливают его действие или ослабляют.

Важным элементом прибрежно-морской дифференциации представляется истирание наносов. Процессы истирания направлены преимущественно на измельчение крупнозернистых наносов береговой зоны и приводят к дополнительным потерям за счет выноса мелкозернистых продуктов истирания в открытое море. Выделено пять групп горных пород, обломки которых истираются с разными скоростями. Такая группировка подобна размещению пород в ряд, в котором расположены классы пород по степени сопротивляемости абразии.

Аккумуляция наносов в береговой зоне обуславливает консервацию их в аккумулятивных формах, а потому рассматривается в данной работе как один из расходных элементов баланса. Процессы аккумуляции обычно локализованы и занимают в общем не более 7—10 % длины береговой зоны водных бассейнов. Наиболее распространенной является волновая аккумуляция. Предлагается выделить четыре основные ее разновидности: накопление наносов по всему морскому контуру аккумулятивных форм, обеспечивающее поддержание режима динамического равновесия; аккумуляция на тыльных сторонах линейно вытянутых форм, чем обеспечивается увеличение или сохранение прежней ширины форм; наращивание наносами дистальных оконечностей кос одностороннего и двухстороннего питания; заполнение естественных ловушек наносов («пазух») — бухт и заливов.

Нельзя отождествлять, как это часто делается, количество сносимого в береговую зону осадочного материала с количеством остающегося в береговой зоне материала, с одной стороны, или питающего глубоководные донные осадки бассейнов, — с другой. Поскольку чаще всего пляжеобразующие фракции составляют до 20—30 % общего объема сноса, а речной материал перехватывается устьями рек, лиманами, лагунами или подводными каньонами, то скорости абразии, длина, высота и площадь абразионных форм должны быть достаточно высокими, чтоб обеспечить необходимое количество наносов на участки прибрежно-морской аккумуляции. Если же считать, как это было принято еще 5—



10 лет назад, несущественную роль абразионного источника осадочного материала, то получится, что аккумулируется материала больше, чем поступает. А это невозможно.

Предложенная методика расчета баланса осадочного материала позволила определить долю основных приходных элементов баланса в пополнении береговой зоны пляжеобразующими фракциями. В результате оказалось возможным подсчитать конкретное и осредненное поступление материала во вдольбереговые потоки, в состав аккумулятивных форм, определить способность наносов обмениваться в береговой зоне, установить направленность развития береговых процессов, подготовить необходимые материалы для составления прогноза.

По предложенной методике были выполнены расчеты баланса осадочного материала для элементарной литодинамической подсистемы, для береговой зоны различных водоемов и для водного бассейна в целом. Выявлены закономерности проявления элементов баланса во времени и основные закономерности взаимодействия отдельных элементов баланса. Сформулированы основные положения развития элементов баланса в береговой зоне разных климатических поясов.

Принятый в работе подход к решению основных целей и задач и разработанная методика позволили по-новому приложить результаты исследований к изучению ряда хозяйственно-практических вопросов: а) расчету мощностей вдольбереговых потоков наносов; б) расчету скоростей осадконакопления в водных бассейнах; в) изучению заносимости судоходных каналов; г) определению устойчивости искусственных пляжей; д) обоснованию искусственных грунтовых террас; е) оценке возможностей безопасной для окружающей среды добычи строительных материалов в береговой зоне; ж) изучению некоторых процессов формирования прибрежно-морских россыпей и их промышленной разработке. Залогом достоверности представленных научно-теоретических исследований явилось внедрение их в хозяйственную практику и получение значительного материально-экономического эффекта.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н. А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море.— М.: Наука, 1966.— 159 с.
2. Айбулатов Н. А. Динамика внешней части береговой зоны в связи с вопросами седиментогенеза на шельфах бесприливных морей.— В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежношельфовых зон.— М.: Наука, 1978, с. 145—177.
3. Айбулатов Н. А., Серова В. В. Эоловые процессы на североафриканском побережье и их роль в осадконакоплении на шельфе.— Литология и полезные ископаемые, 1983, № 6, с. 28—41.
4. Айбулатов Н. А., Юркевич М. Г., Новикова З. Т. и др. Исследование распределения и состава взвешенных наносов в верхней части шельфа восточной части Балтийского моря.— Труды АН ЛитССР, сер. Б, 1977, т. 3(100), с. 119—135.
5. Аксенов А. А. Последствия тайфуна на атолле Фунафути.— В кн.: Островные шельфы в тропической зоне океана.— М.: Наука, 1975, с. 166—167.
6. Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа.— М.: Наука, 1972.— 159 с.
7. Арманд Д. Л. Наука о ландшафте (Основы теории и логико-математические методы).— М.: Мысль, 1975.— 287 с.
8. Артюхин Ю. В., Мамыкина В. А. Изменчивость поступления материала абразии в Азовское море.— Изв. Сев.-Кавк. научн. центра высшей школы, сер. естеств. наук, 1978, № 3, с. 79—81.
9. Арчиков Е. И. Тенденции развития берегов дальневосточных морей.— В кн.: Климоморфогенез и региональный географический прогноз. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 111—118.
10. Арэ Ф. Э. Термоабразия морских берегов.— М.: Наука, 1980.— 159 с.
11. Бельгибаев М. Е. Изучение интенсивности эоловых процессов в стационарных условиях.— Геогр. сборник. Казахск. ун-та, 1975, вып. 2, с. 40—43.
12. Биология северо-западной части Черного моря/Под общ. ред. проф. К. А. Виноградова.— Киев: Наукова думка, 1967.— 268 с.
13. Влодавец В. И. Вулканическая деятельность на Земле в историческое время.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М.: Наука, 1966, с. 7—17.
14. Волков П. А. Исследование процессов взаимодействия волнового потока с дном.— В сб.: Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны. М.: Наука, 1965, с. 3—94.
15. Геология Балтийского моря/Под ред. В. К. Гуделиса и Е. М. Емельянова.— Вильнюс: Мокслас, 1976.— 383 с.
16. Гурьянова Е. Ф. Зонально-географические изменения на литорали тихоокеанского побережья Азии.— ДАН СССР, 1961, т. 141, № 2, с. 421—423.
17. Гущенко И. И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях.— В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М.: Наука, 1966, с. 33—35.
18. Долотов Ю. С. Дифференциация осадочного материала в береговой зоне отметого побережья.— В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971, с. 96—101.
19. Емельянова Е. М. Основные закономерности оползневых процессов.— М.: Недра, 1972.— 310 с.
20. Есин Н. В., Савин М. Т., Жилиев А. П. Абразионный процесс на морском берегу.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 200 с.
21. Жданов А. М. Истирание галечных наносов под действием волнения.— Бюлл. Океаногр. комиссии АН СССР, 1958, № 1, с. 81—90.
22. Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы.— М.—Л.: Морской транспорт, 1946.— 496 с.

23. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов.— М.: Изд. АН СССР, 1962.— 710 с.
24. Зенкович В. П., Белова Н. Т., Илларионов В. К. О влиянии вершины подводного каньона на перемещение гальки по пляжу.— Геоморфология, 1976, № 2, с. 60—67.
25. Зенкович В. П., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Берега Тихого океана.— М.: Наука, 1967.— 385 с.
26. Иванов А. П. Процессы дефляции в Центральных Каракумах и некоторые методы борьбы с ними.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук.— Ашхабад: Ин-т пустынь АН Туркм. ССР, 1978.— 22 с.
27. Иванова Н. В. Сохранность и захоронение раковин двустворчатых моллюсков на мелководье современных водоемов.— В сб.: Комплексные исследования природы океана. Вып. 3. М.: Изд. МГУ, 1972, с. 156—171.
28. Ингл Д. Движение пляжевых песков (исследования с помощью люминесцентных индикаторов).— Л.: Гидрометеониздат, 1971.— 225 с.
29. Ионин А. С., Каплин П. А., Леонтьев О. К. и др. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР.— М.: Наука, 1971.— 181 с.
30. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана.— М.: Изд. МГУ, 1973.— 265 с.
31. Кикнадзе А. Г. Результаты исследования движения береговых наносов Черного моря в пределах Грузинской ССР методами литологии.— В сб.: Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971, с. 159—167.
32. Кикнадзе А. Г. Районирование береговой зоны по общей балансовой оценке ее динамического состояния для подбора наиболее оптимальных мер берегозащиты.— Труды ГПИ, 1972, № 4, с. 14—19.
33. Клинге Р. К., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А. и др. Уровень, берега и дно океана.— М.: Наука, 1977.— 191 с.
34. Ключев Е. В. Термическая абразия прибрежной полосы полярных морей.— Изв. ВГО, 1970, т. 102, вып. 2, с. 129—135.
35. Кононова Н. Н., Кононов Ю. И. О развитии дюнного пояса северо-западного Сахалина.— В кн.: Вопросы географии Тихого океана и при тихоокеанских районов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 39—45.
36. Коротаев В. Н., Сидорчук А. Ю., Чалов Р. С. Литодинамика дельт севера Сибири.— Водные ресурсы, 1980, № 1, с. 138—145.
37. Космынин В. Н. О механизме нарастания внешних склонов коралловых рифов.— Геоморфология, 1979, № 3, с. 73—79.
38. Кульчицкий Л. И. Роль воды в формировании свойств глинистых пород.— М.: Недра, 1975.— 211 с.
39. Кусакин О. Г. Литоральные сообщества.— В кн.: Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977, с. 111—133.
40. Леонтьев И. О. Физическая модель циркуляции воды в прибойной зоне.— Океанология, 1975, т. 15, вып. 3, с. 447—452.
41. Леонтьев И. О., Сперанский Н. С. Анализ пульсаций переносной скорости в волновом потоке.— Океанология, 1979, т. 19, вып. 6, с. 1082—1086.
42. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов.— М.: Изд. МГУ, 1961.— 418 с.
43. Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов.— М.: Изд. МГУ, 1975.— 336 с.
44. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.— 438 с.
45. Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей.— М.: Изд. АН СССР, 1963.— 379 с.
46. Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана.— М.: Наука, 1973.— 244 с.
47. Мархинин Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 2, с. 44—55.
48. Медведев В. С. Схема литодинамики и баланс наносов северной части Белого моря.— В сб.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М.: Наука, 1972, с. 27—53.

49. Медведев В. С. О морфо- и литодинамических связях между береговой зоной и собственно шельфом в приливном море.— В кн.: Морфолито-генез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978, с. 133—144.
50. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли/Под ред. Д. Л. Соколовского.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 638 с.
51. Михайлов В. Н. Динамика потока и русла в непривливых устьях рек.— Труды ГОИН, 1971, вып. 102.— 260 с.
52. Михайлов В. Н., Рогов М. М., Макарова Т. А., Полонский В. Ф. Динамика гидрографической сети непривливых устьев рек.— М.: Гидрометеониздат, 1977.— 294 с.
53. Михалюкайте Э. В. Изменение береговых линий и темпы передвижения дюн в северной части косы Куршю-Нерия в период 1910—1955 гг.— Тезисы докл. XII Науч. конф. по изучению морских берегов. Вильнюс, 1971, с. 57—58.
54. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения/Под ред. В. П. Зенковича и Б. А. Попова.— М.: Мысль, 1980.— 280 с.
55. Нейман А. А. Количественное распределение бентоса на шельфе Западной Камчатки и некоторые вопросы методики его исследований.— Океанология, 1965, т. 5, вып. 6, с. 1052—1059.
56. Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий.— М.: Изд. МГУ, 1977.— 175 с.
57. Никифоров Л. Г., Торопов Г. А. Климатическая зональность типов берегов Мирового океана.— Вестник МГУ, география, 1977, № 3, с. 43—50.
58. Новик И. Б. Вопросы стиля мышления в естествознании.— М.: Политиздат, 1975.— 144 с.
59. Орвику К. К. Морские берега Эстонии.— Таллин: Изд. АН ЭССР, 1974.— 112 с.
60. Орлова К. М. О перестроировании галечных пляжей во время штормов.— Труды ВНИИТС, 1972, вып. 86, с. 110—116.
61. Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага.— М.: Наука, 1968.— 112 с.
62. Пыхов Н. В. Гравитационные перемещения осадочных масс на дне океана.— В кн.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976, с. 7—36.
63. Самойлов И. В. Устья рек.— М.: Географиз, 1952.— 526 с.
64. Сафьянов Г. А. Расчет баланса наносов в береговой зоне.— Вестник МГУ, география, 1969, № 4, с. 121—126.
65. Сафьянов Г. А. Динамика береговой зоны морей.— М.: Изд. МГУ, 1973.— 175 с.
66. Сафьянов Г. А. Влияние подводных каньонов на морфологию и динамику береговой зоны.— Вестник МГУ, география, 1977, № 2, с. 63—69.
67. Сафьянов Г. А. Береговая зона океана в XX веке.— М.: Мысль, 1978.— 263 с.
68. Сафьянов Г. А. Углубление подводных каньонов и проградация шельфа — две стороны одного процесса.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд. МГУ, 1979, с. 70—74.
69. Сергеев Е. М., Голодковская Г. А., Знангиров Р. С. и др. Грунтоведение.— М.: Изд. МГУ, 1971.— 594 с.
70. Сорокин Ю. И. О продуктивности прибрежных тропических вод западной части Тихого океана.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 4, с. 669—676.
71. Сорокин Ю. И. Сообщества коралловых рифов.— В кн.: Биология океана: т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977, с. 133—155.
72. Сперанский Н. С. Физические модели процессов гидрогенной дифференциации обломочного материала в верхней части шельфа.— В кн.: Процессы механической дифференциации обломочного материала в морских условиях. М.: Наука, 1981 с. 83—138.

73. Сток наносов, его изучение и географическое распределение/Под ред. А. В. Караушева.—Л.: Гидрометеонздат, 1977.—240 с.
74. Ульст В. Г. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря.—Труды Ин-та геологии АН ЛатвССР, 1963, т. 11, с. 141—201.
75. Филатова З. А., Барсанова И. Г. Сообщества донной фауны западной части Берингова моря.—Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1964, т. 69, с. 56—79.
76. Хрусталеv Ю. П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии.—Ростов-на-Дону: Изд. РГУ, 1978.—207 с.
77. Шадрин И. Ф. Течения береговой зоны бесприливного моря.—М.: Наука, 1972.—128 с.
78. Шамов Г. И. Речные наносы.—Л.: Гидрометеонздат, 1959.—378 с.
79. Шелард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны.—Л.: Гидрометеонздат, 1972.—343 с.
80. Шуйский Ю. Д. Некоторые черты современного развития северо-западных берегов Черного моря.—Океанология, 1970, т. 10, вып. 1, с. 117—125.
81. Шуйский Ю. Д. Некоторые черты дифференциации обломочного материала в береговой зоне Балтийского моря в связи с формированием прибрежно-морских россыпей.—Океанология, 1973, т. 13, вып. 4, с. 653—657.
82. Шуйский Ю. Д. Фактор времени при анализе процессов развития береговой зоны моря.—Инженерная геология и гидрогеология, кн. 5. София: Изд. Болгарск. АН, 1976, с. 3—16.
83. Шуйский Ю. Д. Уравнение баланса твердого вещества в береговой зоне моря.—Океанология. София: Изд. Болгарск. АН, 1977, т. 2, с. 51—56.
84. Шуйский Ю. Д. К определению границ береговой зоны моря и о дифференциации наносов в ее пределах.—Вильнюс: Балтика, 1977, т. 6, с. 65—76.
85. Шуйский Ю. Д. Типы берегов земного шара (анализ классификаций).—Одесса: Изд. ОГУ, 1978.—75 с.
86. Шуйский Ю. Д. Некоторые вопросы изучения баланса наносов береговой зоны (на примере Черноморского побережья Украинской ССР).—Геоморфология, 1979, № 4, с. 89—97.
87. Шуйский Ю. Д. Опыт изучения баланса осадочного материала в береговой зоне Черного моря.—Геологический журнал, 1981, т. 41, № 5, с. 82—89.
88. Шуйский Ю. Д., Блажчишин А. И. Поступление терригенного обломочного материала в Северное море.—ДАН УССР, сер. Б, 1983, № 4, с. 31—35.
89. Шуйский Ю. Д., Огородников В. И. Условия осадконакопления и основные закономерности формирования гранулометрического состава терригенных осадков Чукотского моря.—Литология и полезные ископаемые, 1981, № 2, с. 11—25.
90. Шуйский Ю. Д., Симеонова Г. А. О влиянии геологического строения морских берегов на процессы абразии.—Доклады Болгарск. АН, 1976, т. 29, № 2, с. 241—243.
91. Щербаков Ф. А., Долотов Ю. С., Рожков Г. Ф., Юркевич М. Г. О механической дифференциации песчаного материала в прибрежной зоне моря.—В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 61—72.
92. Юркевич М. Г. Кратковременные деформации рельефа подводного склона отлогого песчаного побережья бесприливных морей: Автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. географич. наук.—М.: МГУ, 1973.—25 с.
93. Ahlman H. W. Mechanische Vermittlung und Abrasion an der Grundgebrigs-küste des Nordwestlichen Schonen.—Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1916, v. XIII, N 2, p. 39—77.
94. Allen G. P., Castaing P., Jouanneau J. M., Klingebiel A. Les processus de charriage o l'embouchure de la Gironde.—Mem. Inst. géol. Bassin Aquitaine, 1974, N 7, p. 191—206.
95. Bagnold R. A. The Physics of Blown Sands and Desert Dunes.—London, Methuen and Co., 1942.—265 p.

96. Bird E. C. F. Shoreline changes during the past century.—Rev. for 23, Intern. Geogr. Congress, Melbourne, 1976.—54 p.
97. Bird E. C. F., May V. J. Shoreline changes in the British Isles during the past century.—Bull. Bournemouth Coll. Techn., 1976.—74 p.
98. Bowen A. J., Inman D. L. Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California.—CERC T. M., N 9, U. S. Army Coastal Eng. Res. Center, Wash., 1966, 41 p.
99. Bruun P. Tidal inlets and littoral drift.—Bull. NESCO, v. 2, Trondheim, 1966, 193 p.
100. Borowka K. R. Wspolczesne procesy transportu i sedimentacji piaskow eolicznych oraz ich uwarunkowania i skutki na obszarze wydm nadmorskich.—Warszawa—Poznań: Wid. PWV, 1980, 126 s.
101. Chave K. E., Smith S. V., Roy K. J. Carbonate production by coral reefs.—Marine Geol., 1972, v. 12, N 2, p. 116—127.
102. Chowdhury M. J. Coastal morphology of Bangladesh.—Stud. Bangladesh Geogr., ser. 1, 1974, p. 1—7.
103. Cruz O. L'évolution des versants escarpés dans la „Serra do Mar” a Caraguatatuba—SanPaulu.—Bol. paran. geociênc., 1975, N 33, p. 61—72.
104. Dana T. F. Development of contemporary Eastern Pacific coral reefs.—Marine Biol., 1975, v. 33, N 4, p. 355—374.
105. Davies J. L. Geographical Variation in Coastal Development.—London: Longman Press, 1977.—204 p.
106. Dionne J.-C. Le glacier en Jamésie et en Hudsonie, Quebec subarctique.—Geogr. phys. et quatern., 1978, v. 32, N 1, p. 3—70.
107. Gibb J. G. Rates of coastal erosion and accretion in New Zealand.—N. Z. Journ. Mar. and Freshwater Res., 1978, v. 12, N 4, p. 429—458.
108. Glynn P. W. Aspects of the ecology of coral reefs in the Western Atlantic region.—Biology and Geology of Coral Reefs, part 2, New York—London, 1973, 264 p.
109. Goreau T. F., Goreau N. I. The ecology of Jamaican coral reef.—Bull. Mar. Sci., 1973, v. 23, N 2, p. 99—116.
110. Gross M. G., Karweit M., Cronin W. B., Schubel J. R. Suspended sediment discharge of the Sasquehanna river to Chesapeake Bay, 1966 to 1976.—Estuaries, 1978, v. 1, N 2, p. 108—110.
111. Guilcher A. Observations comparatives sur un complexe littoral de la côte Atlantique Africaine.—Norois, 1978, t. 25, N 100, p. 551—556.
112. Hartwell A. D. Classification and relief characteristics of Northern Alaska's coastal zone.—Arctic, 1973, v. 26, N 3, p. 244—252.
113. Hayes M. O. Relationship between coastal climate and bottom sediment type on the inner continental shelf.—Marine Geol., 1967, v. 5, N 2.
114. Holeman J. L. The sediment yield of major rivers of the world.—Water resources research.—Amer. Geophys. Union, 1968, v. 4, p. 737—747.
115. Hoyt J. H. Barrier island formation.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 78.
116. Inman D. L., Brush B. M. The coastal challenge.—Science, 1973, v. 181, N 4094, p. 20—32.
117. Inman D. L., Tait R. J., Nordstrom C. E. Mixing in the surf zone.—J. Geophys. Res., 1970, v. 76, N 5, p. 35—41.
118. Koike K. Preliminary notes on recent changes of sandy shorelines in Japan.—Geogr. Rev., Japan, v. 47, 1974, p. 719—725.
119. Komar P. D. Beach processes and sedimentation.—Englewood Cliffs, New York, Prentice-Hall, 1976.—430 p.
120. Kuenen Ph. H. Experimental abrasion of pebbles. Wet sand blasting.—Leidse Geol. Mededel., 1956, v. 20, p. 131—137.
121. Lind A. O. Coastal landforms of Cat Island, Bahamas.—Chicago Univ. Press, 1969.—156 p.
122. McLaren P. Under-ice diving observations in the coastal environments of southeast Melville and western Byam, Martin islands.—Papers Geol. Surv. Canada, part A, 1975, N 75—1, p. 475—477.
123. Meade R. H. Transport and deposition of sediments and estuaries.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, N 133, p. 91—120.

124. Norrman J. O., Calles B., Larsson R. A. The geomorphology of the Surtsey Island in 1972.—Surtsey Research Progr., Rep. 7, 1974, p. 61—71.
125. North W. B. Coastal landslides in Northern Oregon.—Oregon St. Univ. Press, 1964.—85 p.
126. Oertel G. F. A review of the sedimentologic role of dunes in shoreline stability, Georgia coast.—Bull. Georgia Acad. Sci., 1974, v. 32, N 3—4.
127. Pierce J. W. Sediment balance in the shore zone.—Quaderni de la Ricerca Scientifica, 1976, N 94, p. 179—220.
128. Richards A. Rates of marine erosion of tephra and lava at Isla San-Benedicto, Mexico.—Bull. 21 Intern. Geol. Congress, part 10, Copenhagen, 1960, p. 59—64.
129. Sasseville D. R., Anderson F. E. Sedimentological consequences of winter ice cover on a tidal flat environment, Great Bay, New Hampshire.—Rev. Geogr. Montreal, 1976, v. 30, N 1—2, p. 87—93.
130. Sharp R. P. Wind-driven sand in Coachella Valley, California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75, N 9, p. 785—803.
131. Sheard R. E. Recent morphological changes along the coast of West Pakistan.—Ann. Assoc. Amer. Geogr., 1967, v. 57, N 3, p. 550—565.
132. Shearer J., Blasco S. Further observations of the scouring phenomena in the Beaufort Sea.—Papers Geol. Surv. Canada, 1975, N 75—1, Part A.
133. Shepard F. P., Wanless H. R. Our changing coastlines.—McGraw—Hill Book Company, New York, 1971.—579 p.
134. Short A. D. Observations on ice deposited by waves on Alaskan Arctic beaches.—Rev. Geogr. Montr., 1976, v. 30, N 1—2, p. 115—122.
135. Short A. D., Coleman J. M., Wright L. D. Beach dynamics and nearshore morphology of the Beaufort Sea coast, Alaska.—In: Coast and Shelf Beaufort Sea, Arlington, Va, 1975, p. 477—488.
136. Shuisky Y. D., Schwartz M. L. Basic principles of sediment budget study in the coastal zone.—Shore and Beach, 1983, v. 51, N 1, p. 34—41.
137. Stapor F. W. Sediment budgets on a compartmented low-to-moderate energy coast in northwest Florida.—Marine Geology, 1971, v. 10, p. M1—M7.
138. Stoddart D. R. Catastrophic storm effects on the British Honduras reefs and clays.—Nature, 1962, t. 196, N 4854, p. 512—515.
139. Stride A. H. Currentswept sea floors near the southern halves of Great Britain.—Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1963, v. 119, N 2, p. 175—199.
140. Tanner W. F., Stapor F. W., May J. P., Niedoroda A. W. Sediment transport in the near-shore zone.—Dept. Geol., Univ. of Florida Press, 1974.—147 p.
141. Taylor W. R. Marine Algae of the Eastern tropical and subtropical coasts of the Americas.—Mich. Press, 1960.—217 p.
142. Varjő U. Über finische Küsten und ihre Entstehung unter besonderer Berücksichtigung der Bildungen ihrer trockenen Zone.—Fennia, 1965, v. 91, N 2, p. 1—100.
143. Verger F. Marais et wadden du littoral français.—Bordeaux, 1968.—541 p.
144. Vries K. G. de. Sedimentary facies in Bay of Fundy intertidal zone, Nova Scotia, Canada.—Deltaic and shallow marine deposits. Amst.—London—New York, 1964.—p. 35—61.
145. Weigand K. Neuere Küstenveränderungen an der Flensburger Aussenförde bei Langballigholz und Bokholmwik.—Heimat, 1964, H. 71, N 5, s. 151—153.
146. West R. C. Mangrove swamps of the Pacific coast of Colombia.—Ann. Assoc. Amer. Geogr., 1959, v. 46, N 1, p. 98—134.
147. Williams A. T. Shortterm beach changes in Hong Kong: the examples of Shek-O and Stanley Bay.—J. Trop. Geogr., 1973, v. 36, p. 66—77.
148. Wright L. D., Coleman J. M. River delta morphology: wave climate and the role of subaqueous profile.—Science, v. 176, 1972, N 4032, p. 282—284.
149. Yamanouchi H. A geomorphological study about the coastal cliff retreat along the southwest coast of the Atsume Peninsula, Central Japan.—Sci. Rep. Fac. Educ. Gunma Univ., 1977, N 26, p. 95—128.
150. Zunica M. Coastal changes in Italy during the past century. Rev. for 23, Int. Geogr. Congr., Padua, 1975.—98 p.

# ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

## Абразия:

- береговая 29
- волновая 29, 72
- глубина влияния 77, 78
- действие ураганов 40, 143
- донная 72, 104
- количество материала 58, 71, 115
- определение 29, 30
- плоскостная 94
- селективная 99
- скорость 37, 44, 76, 78, 109, 113
- термическая 29
- химическая 29, 100

## Аккумуляция:

- абсолютная 213
- относительная наносов 210
- эоловая 127, 202

## Аллювий 116, 123

## Анвеллинг 141

## Аэрация 136, 141

## «База» волновая 89

## Баланс наносов:

- приходные элементы 11
- расходные элементы 11
- структура 20, 25, 27
- уравнение 12, 20, 23, 25
- ход исследований 10, 23
- таблица 27, 219

## Бентос

## Бенч:

- абразивный 72
- биогенный 93, 101
- выветривания 91
- выламывания 93, 96
- высверливания 94
- гидрогенный 93, 99
- зоогенный 101
- истирания 93
- ледового выпадения 102
- первичного расчленения 103
- приливный ступенчатый 94
- размыва (эрозивный) 97
- растворения 99
- селективно-абразивный 98
- термоабразивный 102, 111
- условия формирования 73, 77
- фитогенный 100
- хемогенный 91, 93, 99

## Берега:

- абразивно-аккумулятивные 58, 60, 216
- абразивные 29, 59, 109
- абразивно-бухтовые 59
- ветроосушные 54, 166
- вторично расчлененные 58, 204
- выровненные 60, 94
- выровненные лагуны 204
- дельтовые 120, 204, 217
- зубчатые 94
- ингрессионные 204
- фьордовые 92
- эоловые 202
- эолово-морских равнин 203
- эоловых равнин 203

## Береговая зона 6, 18, 168, 206

## Биомасса 140, 142

## Биопродуктивность вещества 138

## Биоценоз 138, 142

## Бич-рок 40

## Бюджет наносов 9, 18

## Вещество органическое 139, 142

## Взморье:

- рек 116
- очень отмелое 116, 122
- приглубое 117, 121
- умеренно приглубое 116

## Влажность относительная 125, 128

## Водная толща, двуслойное строение в береговой зоне 160, 164

## Водоросли известковые 138, 139

## Волны:

- анемобарические 87
- ветровые 53
- песчаные 188
- приливные 162

## Врез абразивный 82, 98, 104

## Вулкан

- кратер 147
- конус 149

## Выветривание 91, 142, 167

## Выщелачивание химическое 100, 116

## Голотурии 141

## Градиент:

- уровня 181, 186
- гидростатический 184
- гидрохимический 99

## Гряды торосов 102

## Давление от удара волны 155

## Двуслойное строение водной толщи в береговой зоне 160

## Дезинтеграция горных пород 9, 164

## Дельта 116, 186

## Дельта пролива 212

## Денудация 32, 145, 220

## Детрит 137

## Детритофаги 142, 219

## Дефляция 127, 128

## Деятельность:

- эксплозивная 147
- эффузивная 148

## Дисталь 211

## Диффузия наносов 128, 217

## Дифференциация наносов:

- внешняя 154
- внутренняя 16
- волновая 10, 166
- механическая 9
- разновидности 10, 14
- руслотная 187
- структурная 154
- схема 15, 171
- химическая 10, 143
- эоловая 134

## Длина берегов 57, 59, 71, 116, 135, 144, 209

## Дробление наносов 194

## Естествознание 7

## Запасы механической энергии 216

## Зарегулирование стока 121

## Зона:

- Береговая 6, 212
- высоких энергий 7, 216
- эоловая 127

## Зональность прибрежно-морских процессов 43



- Извержения вулканические
  - , эксплозивные 147
  - , эффузивные 148
- Илоеды 141, 219
- Ильменит 177, 178
- Инжекция 122
- Инифауна 137
- Источник питания наносам:
  - абразионный 55, 111, 197
  - биогенный 135
  - волновой 29, 199
  - вулканогенный 146
  - неволновой 115
  - речной 123
  - эоловый 124, 135
- Каньоны подводные:
  - , сток наносов 194
  - латерального питания 192
  - речного питания 193
  - смешанного питания 190
- Камнеточцы 101
- Кварц 178, 199
- Классификация:
  - аккумулятивных процессов 210
  - аккумулятивных форм 214
  - бенчей 82, 91, 93
  - берегов по степени прибойности 136
  - взморья рек 116
  - горных пород 50
  - динамическая 31, 215
  - клифов 31
  - осадочного материала 8
  - подводных каньонов 190
- Клифы:
  - абразионно-денудационные 34, 59
  - абразионно-обвальные 32
  - абразионно-оползневые 33
  - , высота 33, 63, 71
  - , классификация 31
  - , ритмичность развития 79
  - , условия развития 35, 52
- Концентрация осадков в морских льдах 207, 209
- Колесания уровня относительно 106
- Коралловые постройки:
  - , рифы 41, 139
  - , сообщества 138
  - , формы рельефа 139
- Кораллы:
  - ветвистые 141
  - мадрепоровые 138
  - массивные 138
- Котлы эвразийские 92
- Коэффициент динамического возраста береговых зон 168
- Кратер вулкана, см. вулкана кратер
- Крепость горных пород на одноосное сжатие 51, 142
- Криолитозона 53, 88
- Крупность:
  - гидравлическая 73, 154
  - гранулометрическая 62, 173, 174
- Лавы 148
- Лагуна 128, 214
- Лед:
  - материковый 144, 145
  - морской 144
  - стамухи 146
- Лето гидрологическое 29, 75
- Лейкоксен 177, 178
- Лиман 126, 212, 215
- Литораль 138, 141
- Ловушки осадочного материала 217
- Малакофауна 136
- Материал:
  - абразионный 58, 63, 67, 109, 115, 221
  - агломератовый 147
  - биогенный 140, 222
  - взвешенный 142, 181, 184
  - вулканогенный 147, 151, 222
  - изверженный 148, 150
  - кластический 147
  - обломочный 135, 142, 218
  - осадочный 8, 59, 63, 114
  - пепловый 147
  - пляжеобразующий 8, 62, 64, 69, 130, 220
  - талассогенный 142, 222
  - терригенный 114, 123, 222
  - эоловый 124, 204, 222
  - ювенильный 147
- Метод расчета скоростей донной абразии 103
- Механизм ледового выноса осадков 206
- Мировой океан 3, 7, 14, 216, 219, 222
- Модуль стока 220
- Моллюски 101, 140, 141
- Мука:
  - доломитовая 167
  - минеральная 196
- Муссон 53
- Нагоны 160
- Наносы:
  - абразионного происхождения 58, 59, 62, 63, 64, 69, 109, 115
  - биогенные 141, 144
  - взвешенные 9, 24, 118, 193, 199
  - взлекомые 116, 159, 222
  - волнового поля 8, 22, 158
  - вулканогенные 147, 151
  - , вынос в море 180, 188, 190, 201, 205
  - гравийные 124, 157
  - , дробление 194
  - , итоги дифференциации 179
  - , концентрация 181, 182
  - , крупность 158, 173, 174
  - , неволнового поля 9
  - , распределение 155, 163, 177, 182
  - речные 116, 123, 185
  - , обкалывание 194
  - , опорная фракция 176
  - , плотность 132, 157
  - прибрежно-морские 8, 129, 210
  - , состав 132, 158
  - эоловые 124, 133, 203
- Насыпи моренноподобные 205
- Насыщение льда наносами волновое 206
- Ниши волноприбойные 32
- Область:
  - аридная 124, 128, 201
  - устьевая 116, 122, 185
  - полярная 33
- Оползни 33
- Осадки ледовые 207, 209
- Осадкообразование ледовое 146
- Острога ледяные 102
- Оффсеты 161
- Пелагаль 138, 146
- Песок:
  - , влажность 125
  - , эоловый перенос 124
- Пироксен 153, 177
- Пляж 54, 127
- Побережье:
  - дельтовое 120
  - лиманное 221
  - лагунное 202
  - равнинное 117
- Подвижки наносов эоловые 127, 132
- Покрытие (растительностью) проективное 126
- Поле:
  - волноприливное 162, 189
  - зандровые 127
- Породы горные:
  - аргиллиты 38
  - вулканогенные 42, 47

- глинистые 37, 46, 165
- изверженные кристаллические 44, 50
- известняки 40, 47, 100
- калькарениги 47, 100, 109
- конгломераты 40, 109
- магматические 166
- материнские питающие 16, 50, 164
- мел 39, 52
- метаморфизованные
- мергели
- многолетнемерзлые
- осадочные сцементированные
- песчанки
- рыхлые осадочные
- связные
- сланцы глинистые
- суглинки
- туфопесчанки
- туфы
- тектониты
- флишевые
- эолиты
- Постройки коралловые — см. коралловые постройки
- Потери массы наносов при истирании 200, 223
- Поток наносов:
  - вдольбереговой 191, 224
  - ветропесчаный 126, 201
  - , вертикальная структура 130
  - , высота 131
  - , смкость 124, 201, 210
  - , мощность 130, 202
- Прибой 136, 141
- Признаки:
  - дифференциации осадочного материала 9, 171
  - валового содержания тяжелых минералов 176
  - изменчивости среднего диаметра 174
  - коэффициента количественных соотношений 170
  - соотношения коэффициентов сортировки 175
  - соотношения опорных фракций 172
  - соотношения отдельных минералов 177
  - соотношения отдельных фракций 173
- Приливные течения, вынос осадочного материала 163
- Прорва 211
- Противотечения 160
- Профиль бенчей 75, 81, 104
  - клифов 33, 53
  - приливный 163
  - равновесия 88
- Процесс:
  - абразии 51, 104, 106, 195
  - аккумуляции речных наносов 118, 120, 217
  - биогенный 135
  - взаимодействия клифов и бенчей 73, 89, 106
  - волновой аккумуляции 210, 214
  - вулканогенный 149
  - высверливания бенчей 95
  - истирания наносов 194
  - литодинамический 153
  - нарастания берегов 213, 215
  - нарастания коралловых рифов 142
  - развития бенчей 91
  - развития клифов 78
  - углубления бенчей 74, 113
  - уплотнения осадков 212
  - золотый 124, 201
  - эрозии дна 98
- Разновидности:
  - влияния льда на биогенные наносы 138, 140
  - ледового выноса осадков в море 205
  - нарастания коралловых рифов 142
  - осадконакопления в эстуариях 122
  - осадочного материала 8
  - процессов дифференциации 9, 10
  - процессов истирания наносов 194, 195
  - условий дифференциации 154
- Ракуша 140, 141, 221
- Растворение химическое 29
- Реки:
  - горные 116, 222
  - крупные 115
  - малые 116
  - равнинные 118, 222
- Рефракция волн 160, 211
- Ризолды 97
- Рифостроители 138
- Риффлэт 139
- Россыпи прибрежные 177
- Рутыл 178
- Свойства пород физико-механические:
  - водонепроницаемость 165
  - выщелачивание 167
  - набухание 165
  - размокание 165
  - растворение 165
  - связность 167, 168
  - усадка 165
- Седиментационный барьер Мирового океана 218
- Седиментация 145
- Сепарация наносов 153
- Сестонофаги 137
- Система береговая 14
- Склон:
  - континентальный 137
  - подводный 81
  - абразионный 82, 91
  - крутой 82
  - , модель развития 107
  - очень пологий 82, 90
  - , скорости абразии 76, 109, 113
  - , уклоны 81, 156
- Скорость:
  - абразии 37, 80
  - ветра 205
  - истирания дна 94, 111, 197
  - перемещающая волновая 157
- Слой волновой переработки 8
- Снос абразионный удельный 15, 58, 65
- Сооружения берегозащитные 135
- Сопротивление пород сдвигу 51
- Старша 187
- Сток рек твердый 115, 187, 217
- Стратификация вод плотностная 181
- Структура береговой зоны 14
- Страндфлэт 136
- Субстрат 136
- Суспензия 191
- Тефра 149
- Течения:
  - вдольбереговые 155, 183
  - волновые 102, 156, 180
  - компенсационные 155, 159
  - нагонные 97, 155
  - перемещающие скорости 157
  - придонные 160
  - приливные 97, 162, 188
  - разрывные 191
  - реверсивные 160
  - скорости 157
  - стоковые 116, 187
  - циркуляционные 219
- Титаномагнетит 158
- Трансгрессия голоценовая 217
- Уклон аккумуляции 210, 212
- Уровень организации естественных систем 8

## Факторы:

накопления в эстуариях 122  
тектонические 36, 103

Фауна прибрежно-морская 9

Фитофаги 137

## Формы:

абразивные:

—, бенч 72, 74, 93

—, блюдце высверливания 95

—, ванная высверливания 95

—, волноприбойная инша 32

—, карры 100

—, клиф 30, 37, 51, 63, 71

—, котлы высверливания 95, 96

—, котлы выщелачивания 100

—, ложбина ледового выпадания 102

—, лунки высверливания 95

—, лунки разведения 100

—, останцы 100

—, поверхность ситового высверливания 100

—, террасы 105, 221

—, ходы камнеточцев 101

—, эрозионные каналы 98

—, шлифовки 92

аккумулятивные 98

Фракции пляжеобразующие — см. Наносы

прибрежно-морские или наносы волнового поля

Фракции тяжелые, валовое содержание 176

Циркон 177, 178

Циркуляция прибрежных вод 123, 163

Шельф 137, 181, 217

Щебень 180, 197, 199

Элементы баланса наносов:

приходные 218

расходные 219

Энергия волн 53, 184

Эпифауна 137

Эффект:

абразивный 94, 103, 196

барьерный 218

компрессионный 97

Эрозия:

ветровая 201

химическая 100

Явления сгонно-нагонные 54

Ячейка литодинамическая 16, 22

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава 1. Основные проблемы исследований . . . . .	6
1.1. Постановка вопроса . . . . .	—
1.2. Основные понятия и их определения . . . . .	8
1.3. Основные методы и принципы исследований . . . . .	10
1.4. Современное состояние изученности баланса наносов береговой зоны моря . . . . .	16
Глава 2. Абразия клифов в береговой зоне . . . . .	29
2.1. Основные определения . . . . .	—
2.2. Динамические особенности клифов . . . . .	30
2.3. Геолого-тектонические условия, влияющие на продуктивность клифов . . . . .	35
2.4. Скорости абразии клифов . . . . .	37
2.5. Процессы развития клифов . . . . .	51
2.6. Абразия клифов как приходный элемент баланса осадочного материала . . . . .	56
Глава 3. Абразия подводного склона в береговой зоне . . . . .	72
3.1. Некоторые особенности динамики бенчей . . . . .	—
3.2. Влияние прочности пород на углубление бенчей . . . . .	74
3.3. Временная неравномерность распределения скоростей донной абразии . . . . .	78
3.4. Зависимость скорости абразии от уклона подводного склона . . . . .	81
3.5. Процессы развития бенчей . . . . .	85
3.6. Опыт динамической типизации бенчей . . . . .	91
3.7. Расчет скорости подводной абразии . . . . .	103
3.8. Продуктивность бенчей . . . . .	111
Глава 4. Основные неволновые процессы поступления осадочного материала в береговую зону . . . . .	115
4.1. Твердый сток рек . . . . .	—
4.2. Поступление наносов в море под влиянием эоловых процессов . . . . .	124
4.3. Роль биогенного фактора в поступлении наносов в береговую зону . . . . .	135
4.4. Ледовый фактор поступления материала в береговую зону . . . . .	144
4.5. Роль вулканических извержений в питании береговой зоны осадочным материалом . . . . .	146
Глава 5. Процессы волновой дифференциации осадочного материала . . . . .	152
5.1. Определение процесса дифференциации . . . . .	153
5.2. Условия преобразования исходного осадочного материала в береговой зоне . . . . .	154
5.3. Механизм дифференциации исходного осадочного материала . . . . .	159
5.4. Механическая дезинтеграция разных горных пород . . . . .	164
5.5. Основные признаки прибрежно-морской дифференциации . . . . .	169
Глава 6. Основные расходные элементы баланса наносов в береговой зоне . . . . .	180
6.1. Вынос осадочного материала волновыми течениями из береговой зоны . . . . .	—
6.2. Вынос речных наносов за пределы береговой зоны . . . . .	185
6.3. Вынос осадочного материала приливными течениями . . . . .	188
6.4. Сток наносов в подводные каньоны . . . . .	190
6.5. Процессы истираемости наносов . . . . .	194
6.6. Эоловый вынос материала из береговой зоны . . . . .	201
6.7. Ледовый вынос материала из береговой зоны . . . . .	205
6.8. Аккумулятивные процессы и захоронение прибрежно-морских отложений . . . . .	210
Глава 7. Проблемы дальнейших исследований баланса наносов в береговой зоне . . . . .	216
Заключение . . . . .	224
Список литературы . . . . .	230
Предметный указатель . . . . .	236