

МИНИСТЕРСТВО НАРОДНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ
ЛАТВИЙСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

ЛАТВИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Отдел геологии

На правах рукописи

Вейнбергс Интс Георгович

УДК 551.417:56(261.24+
+268+262.5+262.8+265)

ДРЕВНИЕ МОРСКИЕ БЕРЕГА СССР

(особенности распространения, генезиса и
степень изменения)

II.00.04 – геоморфология
и эволюционная география

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук

Рига – 1990

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	6
Глава I. КОМПЛЕКСЫ ДРЕВНИХ БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЗНОЙ СТЕПЕНИ ИЗМЕНЕНИЯ	13
I. I. Комплексы морфологически сохранившихся береговых образований	15
I. I. I. Морфологически четко выраженные формы (латвийский тип)	15
I. I. I. I. Береговые абразионные формы	15
Абразионные уступы и бенчи	16
Уступы размыва	21
Термоабразионные уступы	23
I. I. I. 2. Береговые аккумулятивные образования	24
Пляж	24
Косы, бары, аккумулятивные террасы и другие береговые аккумулятивные формы	40
I. I. I. 3. Подводный береговой склон	71
I. I. I. 4. Береговые эоловые аккумулятивные формы	84
I. I. 2. Морфологически нечетко выраженные береговые образования (сахалинский тип)	98
I. I. 2. 1. Приподнятые над уровнем моря абразионные и аккумулятивные формы	98
I. I. 2. 2. Затопленные абразионные и аккумулятивные формы	106

I.1.3. Морфологически весьма нечетко выраженные береговые образования (кавказский тип)	II2
I.2. Комплекс захороненных береговых образований..	II6
I.2.1. Относительно хорошо сохранившиеся береговые образования	II7
I.2.2. Слабо сохранившиеся береговые образования	I22
Глава 2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗРАСТ ДРЕВНИХ БЕРЕГОВ	I31
2.1. Побережья окраинных и внутренних морей	I32
2.1.1. Побережье Балтийского моря	I32
2.1.2. Кольское побережье Баренцева моря	I45
2.1.3. Побережье Белого моря	I50
2.1.4. Материковое побережье Баренцева моря..	I55
2.1.5. Побережья островов Новая Земля и Франца-Иосифа	I61
2.1.6. Побережье Карского моря	I68
2.1.7. Побережье Анабаро-Ленского междуречья моря Лаптевых	I74
2.1.8. Побережье Восточно-Сибирской низменности морей Лаптевых и Восточно-Сибирского	I75
2.1.9. Гористое побережье Чаун-Чукотки Восточно-Сибирского моря	I80
2.1.10. Побережья Чукотского и Берингова морей	I85
2.1.11. Побережья Корякского района и полуострова Камчатка	I94
2.1.12. Побережья Курильских островов	I99
2.1.13. Побережья Северного и Западного Приохотья	202

	Стр.
2.1.14. Побережье Юго-Западного Приохотья ...	203
2.1.15. Побережье Приморья	208
2.1.16. Побережье острова Сахалин	215
2.1.17. Побережье Черного моря	223
2.2. Побережья внутриматериковых изолированных морских бассейнов	231
2.2.1. Побережье Каспийского моря	231
2.2.2. Побережье Аральского моря	252
Глава 3. ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ НАИБОЛЕЕ ТИПИЧНЫХ СПЕКТРОВ ТЕРРАС	271
3.1. Спектр наклонных береговых линий	276
3.2. Спектр высокоподнятых сложно-деформированных береговых линий	287
3.3. Спектр субгоризонтальных береговых линий	291
3.4. Спектры захороненных береговых образований...	300
3.5. Некоторые общие аспекты формирования спектров террас	304
Глава 4. МОРФОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ ПО МЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ СПЕКТРОВ БЕРЕГОВЫХ ТЕРРАС	321
4.1. Побережье Восточной Балтики	322
4.1.1. Балтийское побережье Латвии	323
4.1.1.1. Латвийское ледниковое озеро	323
4.1.1.2. Анциловое озеро	339
4.1.1.3. Литориновое море	341
4.1.2. Латвийское побережье Рижского залива..	344
4.1.2.1. Балтийское ледниковое озеро	344
4.1.2.2. Анциловое озеро	352
4.1.2.3. Литориновое море	352

	Стр.
4.1.3. Побережье Эстонии	354
4.2. Побережье Каспийского моря	363
4.2.2. Кавказское побережье Каспия	364
4.2.3. Северное и Восточное побережья Каспия	366
4.3. Побережье Аральского моря	369
4.4. Побережье Юго-Западного Приохотья	375
4.5. Основные особенности морфодинамики и развития древних морских берегов по мере образования их спектров	377
4.5.1. Спектр наклонных береговых террас на примере Восточной Балтики	378
4.5.2. Спектр высокоподнятых сложно- дислоцированных береговых террас	381
4.5.3. Спектры субгоризонтальных береговых террас	381
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	386
ЛИТЕРАТУРА	392

В В Е Д Е Н И Е

В последние десятилетия на побережье и шельфе многих морей СССР существенно расширились геологоразведочные работы на нефть и газ, россыпеобразующие минералы и строительные материалы. Это требует новых данных по геологии, геоморфологии и инженерно-геологическим особенностям верхней части рыхлых отложений побережья, в частности, береговых образований. Последние и сами могут содержать россыпи и месторождения стройматериалов и часто служат основанием для различного рода инженерных сооружений.

Под "береговыми образованиями" понимаются формы рельефа и отложения, созданные в результате деятельности волн, течений, ветра и морских организмов в пределах так называемой береговой зоны моря. Нижняя граница этой зоны обычно располагается на глубинах, измеряемых от первых до нескольких десятков метров, там, где начинает заметно сказываться воздействие волн на осадки и породы морского дна. Верхняя граница береговой зоны находится на суше и отличается по внешнему (береговому) краю растущими прибрежно-морскими или береговыми эоловыми образованиями.

Древними, или отмершими, считаются береговые образования, прекратившие свое развитие. Они располагаются как выше, так и ниже современного уровня моря и имеют различную степень сохранности. Некоторые береговые формы (например, подводные береговые валы) практически не сохраняются в субэральных условиях другие же (абразионные уступы, обрывы), наоборот, могут сохраниться значительное время.

Область распространения береговых образований принято называть побережьем. Однако под термином "побережье" исследователи понимают различные прибрежные регионы. Так, например, В.П.Зенко-

вич (1962) называет побережьем "полосу суши, на которой сохранились формы рельефа, созданные морем при древних высоких уровнях. Если на суше нет морфологических следов поднятия, то условной границей побережья может служить линия, соединяющая вершины заливов. На разных берегах эта граница может совпадать с кромкой клифа или внутренним краем террасы, и тогда термин "побережье" будет иметь только общий физико-географический смысл. Иногда граница побережья маркируется плоскостью отрыва оползней".

Близкое к этому значение термину "побережье" придают латвийские исследователи Э.Ф.Гринбергс (1957) и В.Г.Ульст (1957, Ulsts V., 1961). Согласно В.Г.Ульсту (1957), побережье - "полоса суши, которая имеет морфологические следы волновой деятельности как современного, так и более древних уровней моря". Аналогичное понятие в этот термин вкладывал и автор настоящей диссертации в ряде более ранних работ. Американские исследователи под побережьем понимают более обширную прибрежную полосу суши и моря. Например, Ф.П.Шепард (1976) относит к побережью часть суши, расположенную гипсометрически выше верхней границы распространения береговых образований, и значительную часть прибрежной зоны моря. Точных определений границ побережья он не приводит.

В настоящей работе автор придерживается определения термина "побережье", данного О.К.Леонтьевым и получившего наиболее широкое признание. По О.К.Леонтьеву (1962), побережье - это "полоса земной поверхности по обе стороны современной береговой линии моря, характеризующаяся распространением современных и древних береговых форм рельефа. В наиболее типичном виде побережье состоит из трех зон: 1) приморья - зоны суши с морскими террасами; 2) берега, или береговой зоны, где развиваются современные береговые формы; 3) прибрежья, или взморья, где развиты затопленные береговые формы. Две последние зоны могут частично перекрывать

друг друга. Во всех случаях обязательно присутствие береговой зоны.

Можно дискутировать о том, насколько удачны названия областей развития приподнятых и затопленных древних береговых образований, которые не использованы в данной работе. Однако несомненно, что в таком понимании побережье представляет собой генетически довольно однообразный регион, характеризующийся общей историей развития, связанной с последними крупными колебаниями уровней морей и океанов. Кроме того, при таком понимании побережье может заключать в себе геоморфологические элементы, унаследованные от предыдущих этапов истории его развития, сформированные в результате деятельности континентальных процессов, в отдельных районах - под влиянием неотектонических движений или вулканической деятельности.

Изучение береговых образований очень важно и с чисто геологической точки зрения, поскольку такие береговые формы, как абразионные уступы и обрывы, береговые валы, бары, косы, стрелки, томболо и другие, довольно точно определяют контур берега как современных, так и древних бассейнов. Выявление и анализ взаимного расположения приподнятых и затопленных береговых образований позволяют судить об относительных изменениях положения суши и моря.

Широко известны сводные работы В.П.Зенковича (1946; 1962) и О.К.Леонтьева (1955, 1961; Леонтьев О.К. и др., 1975), посвященные береговым образованиям. В них рассмотрены морфология и литологические особенности береговых образований, показаны закономерности их формирования при стабильном и изменяющемся уровнях моря, описано влияние на береговые процессы климатической зональности. Сказанное, однако, касается преимущественно современных береговых образований. Береговая зона океана подробно рассмотрена также

Г.А.Сафьяновым (1978), Н.А.Айбулатовым (1982, 1985) и др. Данных о древних береговых и связанных с ними отложениях гораздо меньше (Каплин П.А., 1973; Бадюков Д.Д., 1982; Каплин П.А., Селиванов А.О., 1987 и др.).

В основу работы положены материалы по геологии и геоморфологии ряда районов побережья Балтики, а также некоторые материалы по Баренцеву, Аральскому, Охотскому и Восточно-Сибирскому морям, собранные автором в экспедициях ВНИИморгео (1960-1988 гг.) попутно с выполнением других практических задач. Широко использованы и литературные данные, особенно после 1970 г.

Целью настоящей работы было всестороннее геолого-геоморфологическое изучение четвертичных древнебереговых образований побережий морей СССР. Работа является первой попыткой обобщения материалов по особенностям распространения, возраста, генезиса, сохранности и развития древних береговых образований.

Задача была довольно сложной, поскольку под понятием "древние береговые образования" разными исследователями понимаются довольно различные по морфологии и генезису образования, да и степень изученности древних берегов на побережьях морей СССР неодинаков. Наряду с лучше изученными побережьями (например, Советской Балтики, Каспия и Черного моря) о древних берегах побережий многих арктических и дальневосточных морей данных несравненно меньше, и они всегда надежны. Материалы по ним, зачастую приводимые в работах современных антигляциалистов и интерпретируемые ими с другой точки зрения, нередко неверны. Поэтому в диссертации отводится немного места представлениям антигляциалистов.

Для достижения поставленной цели в качестве основных подлежащих решению задач, следует отметить изучение принципов выделения важнейших комплексов, типов и разновидностей древних берего-

вых образований (кроме лагунных) разной степени сохранности. Диссертант стремился также изучить закономерности распространения и возраста древних береговых форм на побережьях морей СССР, постичь некоторые аспекты формирования наиболее типичных спектров террас, морфодинамику и особенности развития берегов по мере формирования тех или других спектров террас.

Научная новизна работы, во-первых, заключается в новом критическом подходе обобщения разнообразного материала по древним береговым образованиям побережий морей СССР. Изложены совершенно новые соображения по морфологии, строению и генезису древних береговых образований целого ряда морских бассейнов, в том числе слабо изученных арктических и дальневосточных. Впервые выделены комплексы древних берегов по их сохранности и сообщаются новые данные по строению береговых аккумулятивных форм. Систематизированы береговые линии в определенные спектры террас и определен генезис этих форм в зависимости от эвстатического и тектонического факторов. Впервые подчеркнут ряд особенностей морфодинамики и развития древних береговых линий по мере формирования отдельных спектров террас.

Результаты выполненных автором исследований внедрены в ПО "Латвгеология", в институте "Латгипрогорстрой", в научно-производственном объединении "Союзморинжгеология", в Государственном плановом комитете Латвийской ССР, в институте ЛенморНИИпроект, в институте БалтНИРХ, в Союзе рыболовецких колхозов Латвийской ССР, в Мурманском отделе комплексного проектирования и инженерных изысканий института ВНИИморнефтегаз, в Среднеазиатской экспедиции Института географии АН СССР, а также используются в учебном процессе географического факультета Латвийского университета. Целый ряд тем, выполненных автором, явились хоздоговорными, например, две темы по поискам россыпей твердых полезных

ископаемых в береговой зоне и побережье Аральского моря (договора с Западно-Казахстанским территориальным геологическим управлением), три темы по поискам россыпей твердых полезных ископаемых в Чаунской губе Восточно-Сибирского моря (договора с Северо-Восточным территориальным геологическим управлением).

На защиту выносятся основные, разработанные автором положения:

1) Классификация древних береговых образований в зависимости от их сохранности.

2) Выявленные особенности внутреннего строения и генезиса береговых аккумулятивных форм.

3) Новые аспекты в закономерностях развития берегов в зависимости от поднятия и понижения уровня моря.

4) Характеристика особенностей распространения и возраста древних береговых образований на побережье морей СССР.

5) Классификация спектров береговых террас и главные особенности их формирования в зависимости от гидрократических и тектонических причин.

6) Основные закономерности морфодинамики и развития древних береговых зон по мере образования некоторых спектров террас.

Диссертация представляет собой итог многолетних (1960-1988 г.г.) полевых и камеральных исследований, результаты которых положены в основу выдвигаемых научных построений, обобщений и выводов. Диссертационная работа состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы из 366 названий. Объем работы: 274 страницы текста, 117 рисунков (схем, разрезов) и 3 таблицы.

Работа выполнена со временем в отделе геологии Латвии, в отделе твердых полезных ископаемых, лаборатории литодинамики и в отделе региональной инженерной геологии Всесоюзного научно-исследовательского института морской геологии и геофизики (ВНИИ-

моргео), а с 1989 года в отделе геологии Латвийского университета.

Автор выражает искреннюю благодарность заслуженным деятелям науки Латвийской ССР: кандидату географических наук В.Г.Ульсту и доктору геол.-минер.наук И.Я.Данилансу, сотрудникам кафедры геоморфологии и лаборатории новейших отложений Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова, сотрудникам института ВНИИморгео, кафедры геоэкологии и геоморфологии и отдела геологии Латвийского университета, а также работникам объединения "Латвгеология" за консультации и за содействие при внедрении результатов исследований в практику.

Г л а в а I

КОМПЛЕКСЫ ДРЕВНИХ
БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
РАЗНОЙ СТЕПЕНИ
ИЗМЕНЕНИЯ

а – побережье с морфологически четко выраженными береговыми образованиями; б – побережье с морфологически нечетко выраженными береговыми образованиями; в – побережье с морфологически весьма нечетко выраженными береговыми образованиями; г – побережье с захороненными относительно хорошо сохранившимися береговыми образованиями; д – побережье с захороненными относительно слабо сохранившимися береговыми образованиями.

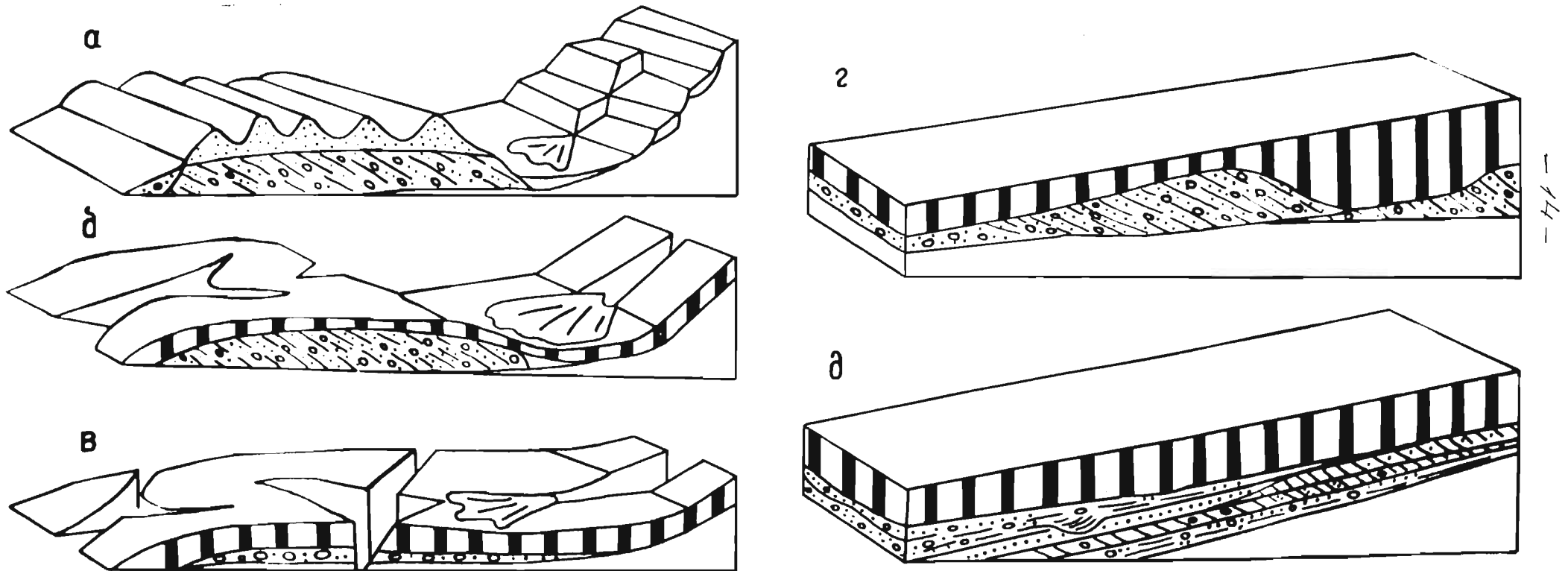


Рис. 1.1. Блокдиаграммы морских побережий.

Более древние береговые образования в меньшей мере сохраняют свои первоначальные морфологические особенности и связанные с ними отложения.

В комплексе морфологически сохранившихся береговых образований можно выделить следующие формы: а) морфологически четко выраженные (латвийский тип); б) морфологически нечетко выраженные (сахалинский тип); в) морфологически весьма нечетко выраженные (кавказский тип). В комплексе захороненных береговых образований, в свою очередь, выделяются: а) относительно хорошо и б) относительно слабо сохранившиеся типы (рис.1.1).

I.I. Комплекс морфологически сохранившихся береговых образований

I.I.I. Морфологически четко выраженные формы (латвийский тип)

Морфологически четко выраженные древние береговые формы представляют собой сравнительно молодые образования, которые распространены преимущественно в надводной части побережий и имеют поздне- и послеледниковый возраст. Большинство из них сохранило не только главнейшие особенности морфологии и внутреннего строения, но и свойственный им микрорельеф. Поэтому при характеристике этого типа береговых образований широко будет привлекаться и материал по современным берегам.

I.I.I.I. Береговые абразионные формы

Современные береговые абразионные формы в основном представлены абразионными уступами, бенчами, уступами размыва, тер-

моабразионными уступами и некоторыми другими образованиями.

Абразионные уступы и бенчи

Абразионные уступы и бенчи возникают при воздействии волн на литифицированные породы коренного берега и морского дна. Развитию этих форм способствует наличие на пляже и подводном склоне галечно-щебнистого материала. По данным Н.В.Есина, М.Т.Савина, А.П.Жиляева (1980), на абразионном берегу наиболее интенсивному волновому воздействию подвергаются прилегающие к абразионным уступам участки с морского дна. Но и в нижней части самого уступа воздействие волн также достаточно сильное и часто приводит к образованию волноприбойных ниш, гротов и других абразионных форм. Бенчи абразионных берегов дают представление о ширине срезанной морем суши, поскольку их морской край отмечает первоначальное место расположения абразионных уступов и обрывов.

Особенно большое разнообразие абразионных форм отличает берега Курильских островов (Павлидис Ю.А., 1968). Здесь широко распространены как древние, так и современные абразионные уступы, обрывы и бенчи, находящиеся в различных стадиях развития. Ю.А.Павлидис выделяет три типа абразионных берегов: 1) берега вулканических построек, мало измененные морем; 2) берега, окаймленные полями бенчей; 3) берега, где в настоящее время полностью прекратились процессы абразии и аккумуляции.

Вулканические берега, почти не измененные морем, развиты на островах, образованных действующими вулканами, и представляют собой склоны этих вулканов или края лавовых языков. Между этими языками расположены небольшие бухты, окаймленные свежим клифом. У основания клифа наблюдаются узкие, крутые пляжи из песчаного материала. Лавовые потоки очень круто обрываются в море и разбиты трещинами на хаотические блоки. Береговой откос достигает глубины 7-10 м, вдоль его основания прослеживается узкая полоса

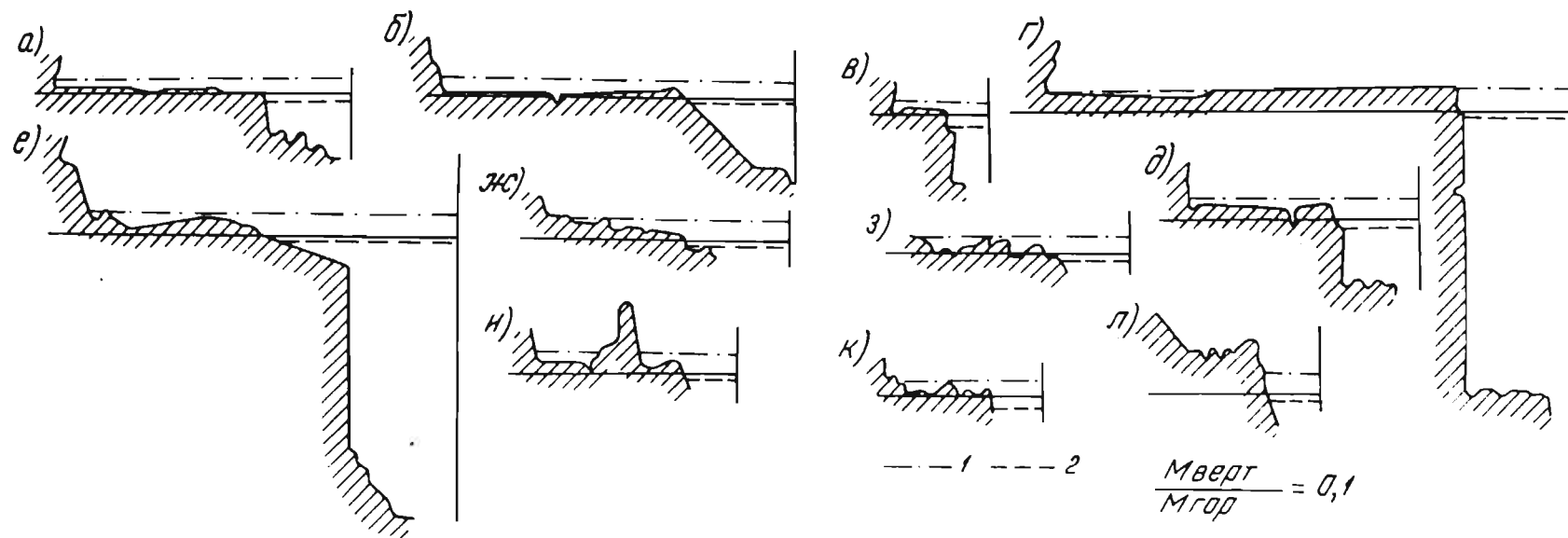


Рис. 2. Типы профилей бенчей Курильских островов (Павлидис Ю.А., 1968):
 а-е - столовые бенчи; ж,з - валунно-глыбовые бенчи; и,к - бенчи с
 останцом; л - бенчи "гребенкой"; 1 - уровень прилива, 2 - уровень
 отлива.

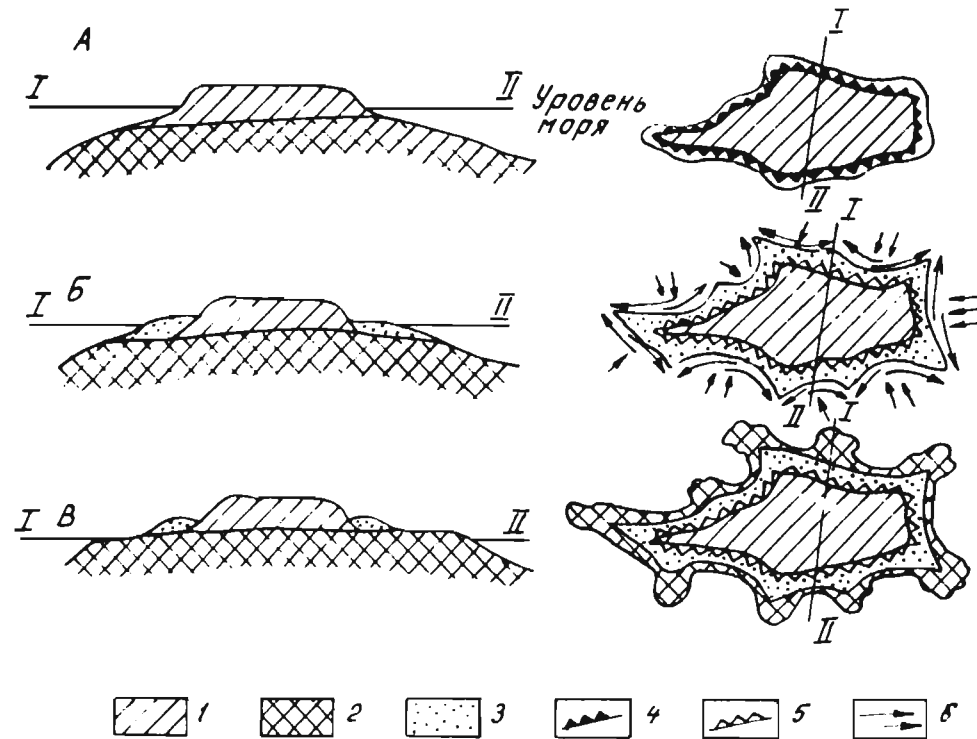


Рис. 3. РАЗВИТИЕ ОДНОГО ИЗ МЕЛКИХ ОСТРОВОВ
КУРИЛЬСКОГО АРХИПЕЛАГА (по Ю. А. Павлицис, 1968)

1. - рыхлые каренные отложения; 2 - скалистые породы
коренного цоколя; 3 - прибрежные морские отложения;
4 - активный клиф; 5 - отмерший клиф; 6 - направление
движения обломочного материала в береговой зоне

глыб, поросших водорослями. Далее расположено круто наклонное ровное песчаное дно.

Абразионные берега, окаймленные полями бенчей, - это формы развивающиеся. Особенно интенсивно они отступают во время сильных штормов, совпадающих с максимальным приливом. Морфологически эти берега представлены более или менее крутым клифом, у подножья которого наблюдаются пляжевые отложения в виде песка. Ширина бенча более 100 м, в понижениях между выходами скалистых пород он покрыт маломощным покровом песка. Уровень отлива отмечается уступом на мористой части бенча (рис.1.2).

Абразионные берега, где в настоящее время полностью прекратились процессы абразии и аккумуляции, наблюдаются на участках восходящих движений Курильской гряды. В формировании таких берегов можно выделить три основных этапа (рис.1.3). В течение первого из них осуществляется абразия берегов по всему периметру острова, образовавшийся при этом материал отлагается на подводном береговом склоне. На втором этапе абразия прекращается и материал с подводного склона выносится на берег. При этом часто формируются косы азовского типа. Третий, современный этап характеризуется развитием берега динамического равновесия с хорошо выработанным поперечным профилем подводного берегового склона. Обломочный материал полностью прижат к берегу, абразионный срез ничтожен.

Бенчи Курильских островов разнообразны. Ю.А.Павлидис (1968) выделяет столовые, валунно-глыбовые бенчи, бенч "гребенкой" и бенчи с останцами (см.рис.1.2). Поверхность столовых бенчей ровная, в большинстве случаев горизонтальная. Иногда она наклонена в сторону моря или наоборот. Столовые бенчи выработаны в монолитных, структурно однородных породах типа андезитов и имеют эрозионные котлы и колодцы. На поверхности бенча покров песка

встречаются лишь в понижениях и ложбинах перед клифом. Со стороны моря бенч ограничивается отвесным уступом высотой от 2-3 до 20 м. Наиболее распространены уступы высотой около 5 м. При более высоких уступах на отметках 5-метровой изобаты образуются затопленные волноприбойные ниши.

Валуно-глыбовые бенчи приурочены к местам, где берег сложен породами типа конгломератов. Его поверхность осложнена грядами или беспорядочными нагромождениями валунов. Поверхность бенчей наклонена в сторону моря и на уровне отлива обрывается крутым уступом.

Бенч "гребенкой" менее распространен. Он приподнят над уровнем прилива и на поверхности имеет гребенку в виде остроугольных андезито-базальтовых гряд, которые до поднятия не успели выровняться под волновым воздействием.

Бенчи с останцами также представляют собой недоразвитые формы. Останцы пород наблюдаются на относительно выровненной поверхности бенча и в настоящее время находятся в стадии разрушения.

Древние абразионные уступы, возрастом по крайней мере до 12.000 лет, обычно обладают почти всеми морфологическими особенностями современных. Очертания уступов в плане обусловлены геолого-геоморфологическими и гидродинамическими особенностями палеобассейнов. На участках с особенно крутым подводным склоном берег может подвергаться непрерывной абразии при различных уровнях моря (в течение ряда стадий развития данного бассейна). При этом нередко образуется один уступ "коллективной" абразии. О непрерывном формировании абразионного уступа при различных уровнях моря иногда можно судить по волноприбойным нишам, расположенным выше основания уступа. На участках древнего берега, прилегающих к уступу коллективной абразии, обычно наблюдаются серии абразионных террас или береговых аккумулятивных форм на различ-

ных гипсометрических уровнях.

Бенчи у основания древних абразионных уступов и обрывов в ископаемом положении нередко уже первоначальных, поскольку их морской край подрезан абразионным уступом более поздней стадии моря. В таких случаях бенч образует поверхность абразионных террас.

Уступы размыва

Уступы размыва широко развиты у берегов, образованных рыхлыми породами, в частности, ледниковыми отложениями. Нередко они встречаются также на мористом крае отмирающих береговых аккумулятивных форм. От абразионных уступов и обрывов отличаются меньшей высотой. Высота уступов размыва колеблется от долей до первых десятков метров.

Волноприбойные ниши, гроты и другие образования такого рода для уступов размыва не характерны. Бенчи у таких берегов также не встречаются. Исключение составляют берега, сложенные моренными отложениями, у которых перед уступами размыва нередко наблюдаются бенчи в виде валунной отмости. В плане уступы размыва образуют как прямолинейные, так и вогнутые или выпуклые в сторону моря отрезки берега.

Отмершие уступы размыва обычно быстро теряют свою первоначальную крутизну, поэтому некоторые исследователи при их описании употребляют термин "абразионный склон" (Гринбергс Э.Ф., 1957). У основания уступов размыва наблюдается песчаный пляж неполного профиля. Оползни, обвалы на уступах размыва встречаются реже, чем на абразионных уступах, однако здесь больше оврагов и, в зависимости от климатических особенностей района, дефляционных ям и понижений.

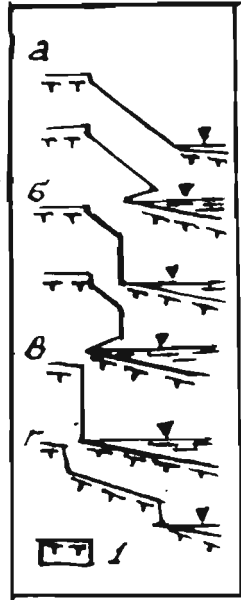


Рис.14. Основные формы профиля уступов термоабра-
зионных берегов (по Арэ Ф.Э., 1980): а-наклон-
ный; б-наклонный срезанный; в-отвесный; г-терра-
сированный. I-граница многолетнемерзлых пород.

Термоабразионные уступы

Термоабразионные уступы приурочены к многолетнемерзлотным породам. В их формировании наряду с прямым механическим воздействием моря, существенна также роль термического влияния морских вод и термоденудации. Ф.Э.Арэ (1980) различает 4 основных типа уступов термоабразионных берегов: наклонный, наклонный срезанный, отвесный и террасированный (рис.1.4).

Наклонные уступы подразделяются на отмершие и активные. Первые из них в основном представляют собой покатую к морю поверхность. Активные наклонные уступы у основания имеют хорошо выраженную волноприбойную нишу. Чем больше пористость многолетнемерзлых пород, тем больше влажность продуктов разрушения и тем меньше крутизна уступов. При наличии повторно-жильных льдов морфология наклонных уступов усложняется. Когда размеры полигонов меньше длины склона, на поверхности наклонного уступа возможно развитие байджарахов. При этом определяющее значение имеет угол естественного откоса вмещающих пород при оттаивании. Если он достаточно велик, то при вытаивании ледяных жил также формируются байджарахи.

В тех случаях, когда вмещающие лед породы мелкодисперсны и обладают очень высокой льдистостью, они переходят в текучее состояние при протаивании. При этом байджарахи не образуются, склон выравнивается и выполаживается.

Отвесные уступы возникают вследствие обрушений береговых карнизов под действием собственной тяжести. В промежутках между последовательными обрушениями уступы подвергаются термоденудации. При достаточно активном воздействии волн продукты разрушения, поступающие к подножию уступов, быстро удаляются морем. Если удаление продуктов разрушения происходит нерегулярно и у подножья уступов периодически образуются шлейфы талых пород,

нижняя часть уступов постепенно приобретает вогнутый характер.

Обрушения береговых карнизов обычно происходят по трещинам в ледяных жилах. Поскольку трещины не всегда вертикальны, такие уступы могут иметь небольшой наклон в сторону суши или моря. От характера сети полигонов ледяных жил зависят также очертания уступов в плане.

Наклонные срезанные уступы являются промежуточной формой между отвесными и наклонными. При равенстве скоростей термоденудации отвесной и наклонной частей высота отвесной уменьшается и, следовательно, если не произойдет очередного обрушения, уступ под действием термоденудации превратится в наклонный. Сохранение формы уступа обеспечивается, если скорость термоденудации отвесной части уступа по крайней мере в два раза больше, чем наклонной.

На наклонных срезанных уступах, сложенных ледовым комплексом, иногда развиваются такие формы, которые Т.П.Кузнецовой и Т.Н.Каплиной (1960) были названы "обрывами с башнями". Условием образования башен является относительная устойчивость вмещающих пород после протаивания (Арэ Ф.Э., 1980). Отвесные стены башен образуются вследствие того, что ледяные жилы подвержены более быстрой термоденудации и, оттаивая, обнажают "столб" еще мерзлой вмещающей породы.

Террасированные уступы отличаются наиболее сложным механизмом развития. Они встречаются только на высоких берегах, сложенных ледовым комплексом. Согласно Ф.Э.Арэ (1980) имеют место денудационные и абразионные термотеррасы. Первые из них являются следствием неоднородности мерзлотно-геологического строения берега по глубине. Они образуются в условиях, когда с поверхности залегает ледовый комплекс, мощность которого меньше высоты уступа, а ниже - менее льдистые отложения без повторно-жильных льдов.

В виду того, что малольдистые породы нижнего слоя разрушаются медленнее, чем ледовый комплекс, нижний слой образует выступ (террасу), поверхность которого покрыта шлейфом продуктов разрушения ледового комплекса.

Абразионные термотеррасы возникают вследствие изменения (уменьшения) скорости термоабразии и развиваются только при определенном соотношении величин скоростей термоденудации и термоабразии: $V_{ТА} < V_{ТД}$ (Арэ Ф.Э., 1980).

Существует мнение, что подводный склон термоабразионных берегов никогда не достигнет профиля динамического равновесия и, таким образом, при данном уровне моря берег может отступать до бесконечности. Такое заключение ошибочно, поскольку и в условиях термоабразионного берега на подводном склоне накапливается известное количество наносов, препятствующих дальнейшей термоабразии многолетнемерзлых пород дна моря, если такие там сохранились. Характерным примером может служить термоабразионный берег на северо-западе Чаунской губы, находящийся в конечной стадии своего развития. Подводный склон этого берега имеет ничтожные уклоны и покрыт тонкозернистым алевритистым песком. Таким же материалом сложена широкая осушка. Термоабразионный уступ в значительной мере уже видоизменен солифлюкционными процессами, и низкие остаточные волны достигают его основания лишь во время экстремальных нагонов воды. Поэтому уступ практически не отступает.

Термоабразионные уступы, очевидно, наименее устойчивые из всех береговых денудационных форм. Основные морфологические очертания они теряют одновременно с исчезновением сковывающей их мерзлоты. Ряд морфологических особенностей побережья, однако, позволяет судить о наличии здесь в прошлом термоабразионных берегов. Например, в период существования Балтийского ледникового озера на ряде участков латвийского побережья были развиты берега

с мертвым или погребенным льдом. Лед содержали также отложения подводного берегового склона (Вейнбергс И.Г., 1963, 1964). На западном побережье Рижского залива между хут.Калнупес и оз.Валгумс, обладавшим значительными уклонами коренного берега, в то время явно существовал берег, во многом сходный с термоабразионным. В настоящее время древние пески Балтийского ледникового озера распространены здесь примерно до подошвы обращенных к морю склонов камов или моренных холмов Тукумско-Талсинского холмистого района и не заходят в пределы межхолмных впадин, хотя последние открыты в сторону побережья и абсолютные отметки их днищ меньше, чем отметки поверхности побережья. Можно предполагать, что во время Балтийского ледникового озера эти впадины были еще заняты мертвым или погребенным льдом, который препятствовал отложению песчаных прибрежно-морских осадков. Береговые образования не месте впадин были уничтожены или изменены до неузнаваемости в результате таяния мертвого или погребенного льда. Единственными остатками термоабразионного берега, значительно преобразованными более поздними денудационными процессами, являются мористые склоны камов и моренных холмов, отложения которых также содержали остаточный ледниковый лед, но в меньших количествах.

1.1.1.2. Береговые аккумулятивные образования

Береговые аккумулятивные образования - это большая группа форм рельефа, созданных волновыми процессами. Им посвящена обширная литература. Поэтому здесь остановимся лишь на особенностях этих форм, присущих древним берегам.

Пляж

Пляж - самая распространенная береговая аккумулятивная форма, встречающаяся как у аккумулятивных, так и абразионных

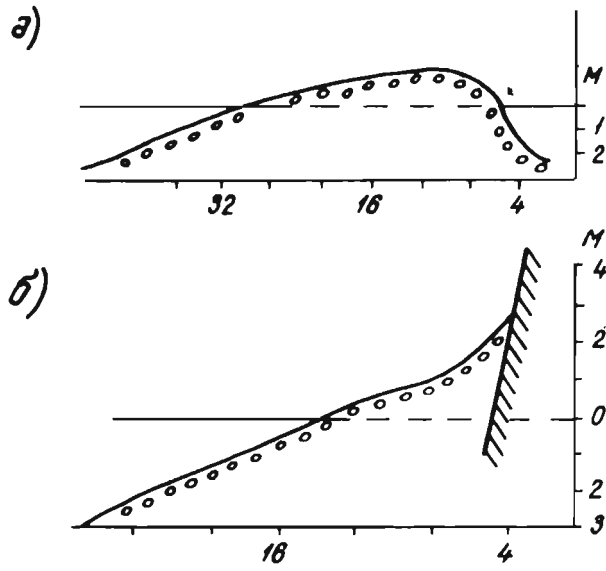


Рис.15. Поперечные профили пляжа полного (а) и неполного (б) профилей (Лонгинов В.В., 1954).

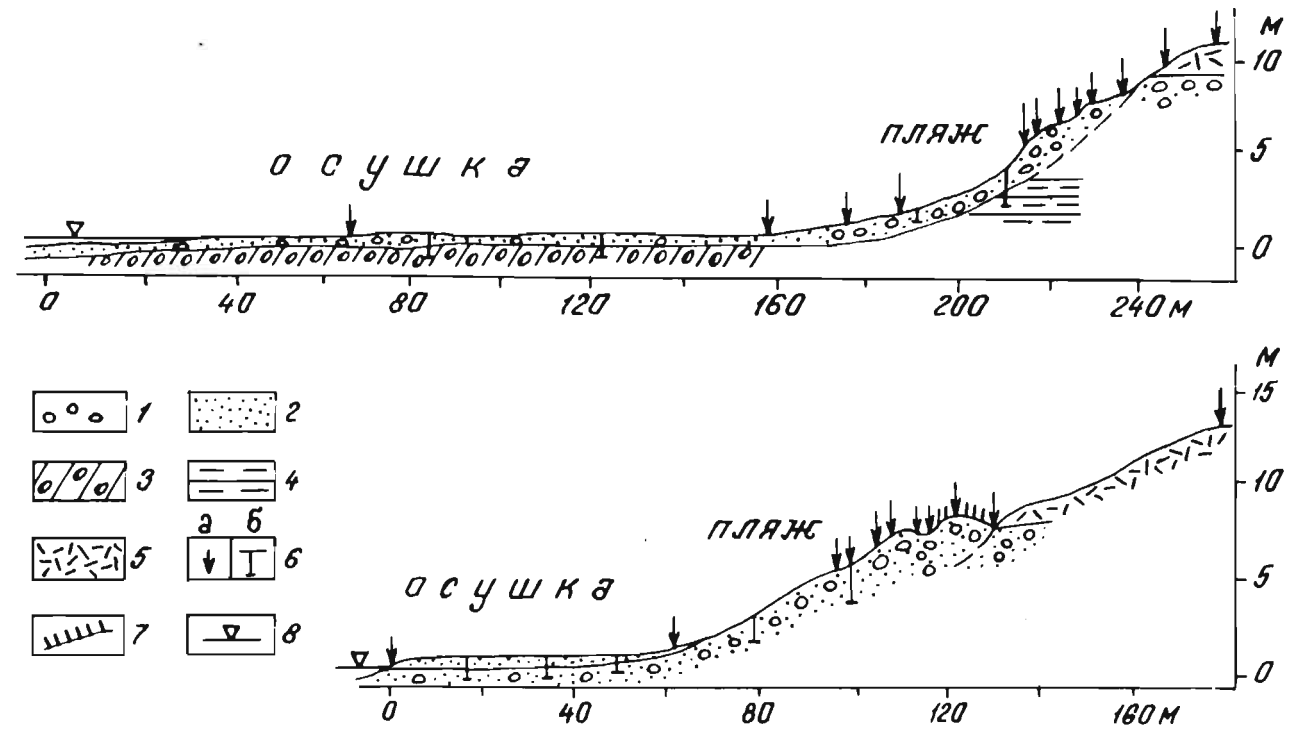
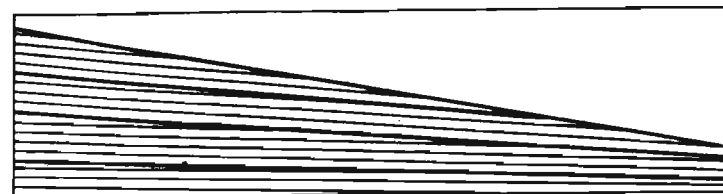


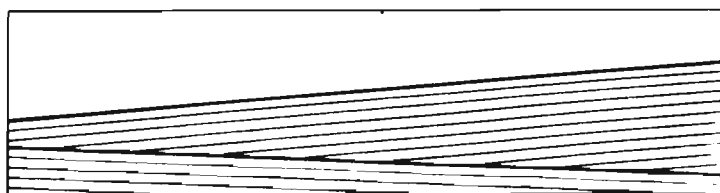
Рис.1.6. Морфология берегов приливного моря со штормовыми валами в районе Медвежьего Одеяла на юго-западе Охотского моря. 1- галька; 2- песок; 3- галька с суглинком; 4- алевролитистая глина; 5- торф; 6- точки инструментальной привязки (а), копуши (б); 7- трава; 8- положение уровня моря во время отлива.



Тип А



Тип С



Тип В



Тип D

Рис.1.7. Типы слоистости отложений пляжа (Thompson W., 1937).

берегов. Различают пляжи полного и неполного профиля (Лонгинов В.В., 1954). Первый из них представляет собой асимметричную пологую валообразную форму, крутой склон которой обращен в сторону суши, а пологий - к морю. Пляж неполного профиля примыкает к более крупной аккумулятивной форме или абразионному уступу и склона обращенного к суше, не имеет (рис. 1.5). Обычно ширина пляжа измеряется десятками метров, но в приливных морях может быть значительно больше. Поверхность пляжа нередко осложнена так называемыми штормовыми валами высотой 0,5-1,0 м, маркирующими величину волнового заброса в периоды наиболее сильного волнения. Штормовые валы, особенно в нижней и средней частях пляжа, являются временными образованиями, разрушающимися при более высокой воде. Более стабильны штормовые валы в его верхней части (рис. 1.6).

Уклоны мористого и сухопутного склонов пляжа зависят от слагающего материала. Последний может быть представлен наносами различной крупности - от тонкозернистого песка до крупной гальки и валунов. Сухопутный склон пляжа полного профиля достигает крутизны, отвечающей углу естественного откоса для данного материала. У мористого склона пляжей полного и неполного профиля, сложенных галькой, максимальный уклон составляет 10-15°, в то время как у сложенных песком обычно не превышает 5°.

По внутреннему строению пляжи полного и неполного профиля существенно различаются. Еще Томпсоном (Thompson W., 1937) были выделены четыре основных типа слоистости песчано-гравийного пляжа в поперечном разрезе (рис.7). Типы А, В свойственны пляжам полного профиля, типы С, D - пляжам неполного профиля.

Для пляжей полного профиля характерна косая слоистость, обращенная в сторону суши (Ульст В.Г., Вейнбергс И.Г., 1975). На их морском склоне встречается также пологая клиновидная слоистость. Косую слоистость образуют характерные серии выпуклых,

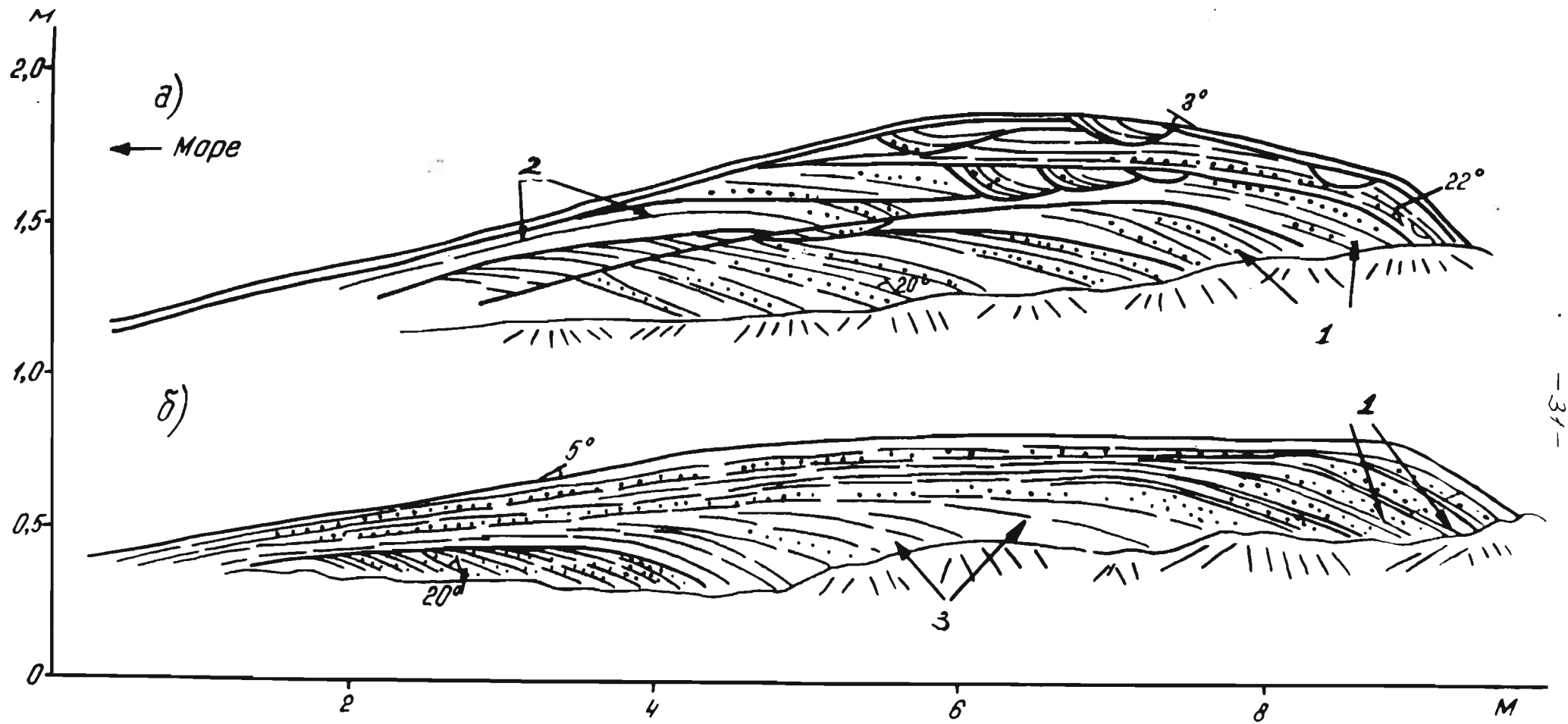


Рис.1.8. Поперечные профили пляжа полного профиля. Северное побережье острова Б.Рютан, Чаунская губа: 1-песок крупнозернистый; 2-песок средне- и мелкозернистый; 3-песок мелко- и среднезернистый.

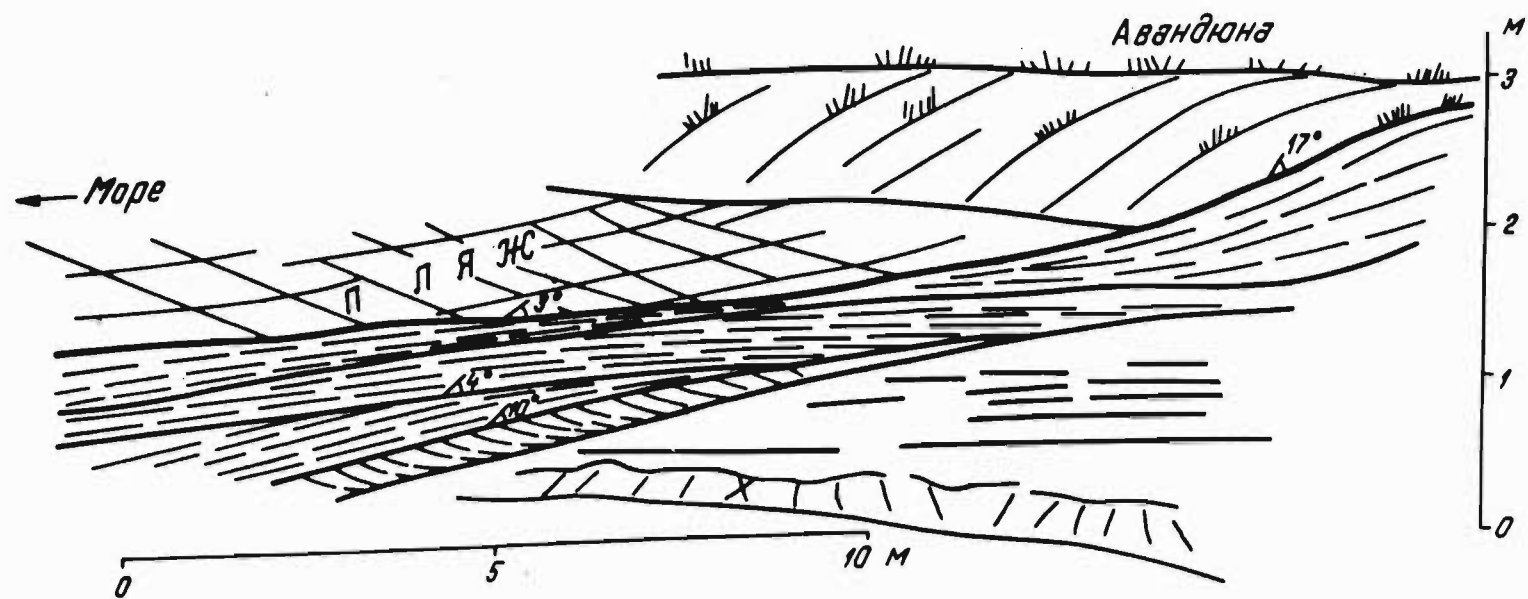


Рис.1.9. Поперечный профиль песчаного пляжа неполного профиля и сочленение пляжевых отложений с авандюнами южнее пос. Янтарный, побережье Балтийского моря.

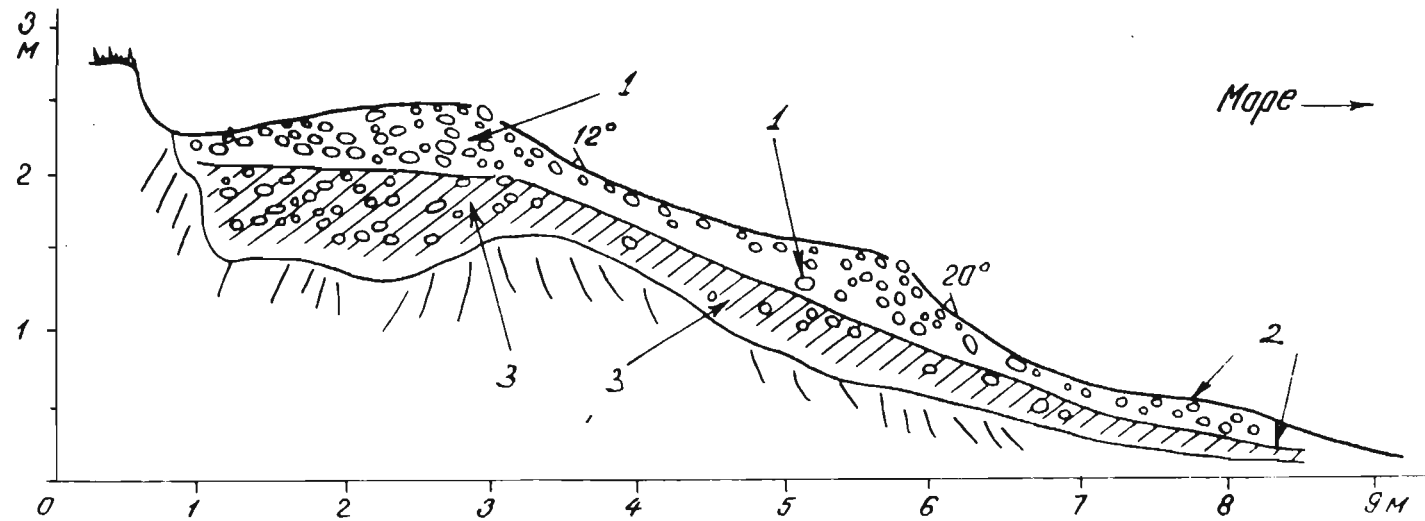


Рис.1.10. Поперечный профиль галечного пляжа на юге Чаунской губы, Восточно-Сибирское море: 1 - галька крупная и средняя; 2 - галька мелкая; 3 - галька с глинистым алевритом.

реже — вогнутых слойков мощностью до нескольких дециметров, с углами наклона в сторону суши до 30° . Серийные швы обычно несколько наклонены к морю. Иногда серии косых слойков линзообразны (рис. 8). Косая слоистость образуется при накоплении материала на бережистом склоне пляжей в результате его переброски через гребень пляжа во время сильных штормов. Возникновение же слоистости ложбин стока связано с оттоком нагонных вод, которые накапливаются между валом пляжа полного профиля и гипсометрически более высоко расположенными участками побережья.

Для пляжей неполного профиля характерны пологонаклонные (обычно $1-5^{\circ}$) в сторону моря пачки слойков, образующих своеобразную клиновидную слоистость (Mc — Kee L. D., 1957; Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А., 1965; и др.). Гипсометрически выше залегающие пачки клиновидных слойков полого срезают нижележащие (рис. 9).

Американские исследователи клиновидную слоистость пляжа неправильно называют косой (Cross bedding). Такое наименование появилось и в отдельных работах советских ученых (Кутырев Э. И., 1968; Щербаков Ф. А., 1963). Генетически природа клиновидной слоистости пляжей и обычной косой слоистости различная. Если последняя в основном формируется при однонаправленном движении образующей ее среды (воды, воздуха), то клиновидная слоистость пляжей возникает при колебательном движении водной массы в результате действия прямого и обратного тока прибойного потока. Кроме того, если обычная косая слоистость в преобладающем большинстве случаев падает в направлении движения воды или воздуха, то основные элементы клиновидной слоистости пляжа наклонены навстречу более сильному прямому току воды в прибойном потоке.

Клиновидная слоистость в отложениях пляжа исчезает в случаях, когда он целиком образован галечным материалом. Изображенный на рис. 10 пляж сложен плоской мелкой, средней и крупной

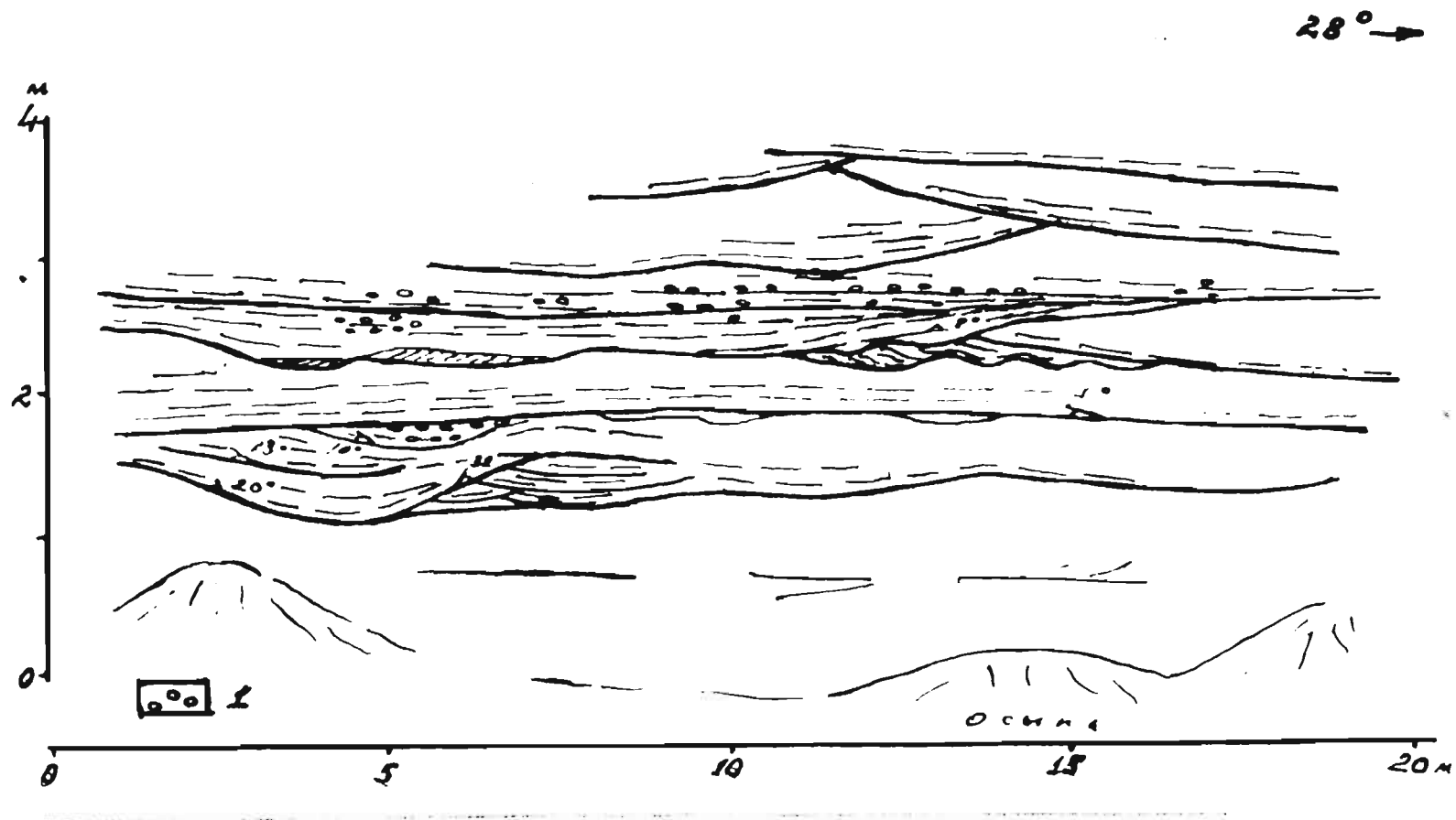


Рис.1.II. Продольный профиль песчаных пляжевых отложений полтавской свиты в Сивашском карьере расположенном у ст.Лихачева, Восточная Украина: I - ракушка.

галькой и не имеет сколько-нибудь заметной слоистости. Лишь заполнение солифлюкционным глинистым алевритом пустот между галькой в нижней части пляжевых отложений указывает на то, что после образования этого слоя и перед началом формирования верхней части отложений пляжа существовал этап перерыва осадконакопления.

Пачки, сложенные преимущественно песчаным материмлом, характеризуются пологонаклонной, согласно подошве, параллельной слоистостью, которую образуют милли- или сантиметровые слойки однородного, хорошо сортированного материала. Небольшие уклоны параллельных наклонных слойков, измеряющиеся первыми градусами, определяются наклоном поверхности пляжа во время образования этих слойков. Лишь в условиях крутонаклонных пляжей уклоны слойков могут достигать 10 или даже несколько больше градусов.

Образование одной пачки пологонаклонных слойков связано с более или менее одинаковыми гидродинамическими условиями прибойного потока на данном участке пляжа. Обычно они формируются в заключительную фазу шторма, когда сила волнения уменьшается и на берег возвращается часть материала, унесенного на подводный береговой склон.

Мощность пачек параллельных слойков различна, но обычно измеряется несколькими сантиметрами или первыми дециметрами. В продольных разрезах пляжа параллельные слойки и их пачки субгоризонтальны и прослеживаются на расстоянии 10 м или несколько больше. Выклиниваются они, как правило, лишь у выступов пляжа (рис. 11).

Косая слоистость с наклоном в сторону суши на пляжах неполного профиля имеет подчиненное значение. Ее возникновение связано с образованием временных валообразных форм типа штормовых валов (Долотов Ю.С., Жаромскис Р.Б., 1982; Долотов Ю.С. и др., 1982; Долотов Ю.С., 1989). Косая слоистость формируется на крутом

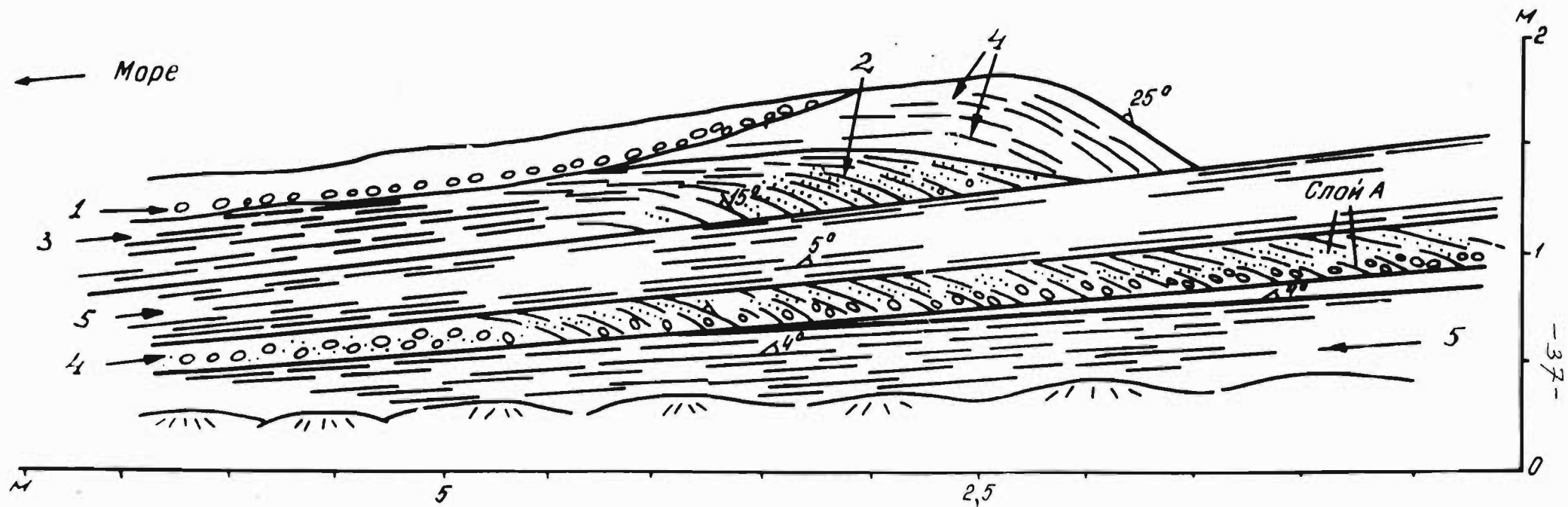


Рис.1.12. Поперечный профиль штормового вала на пляже неполного профиля в районе г. Оха на побережье острова Сахалин: 1 - галька; 2 - гравий; 3 - песок грубозернистый; 4 - песок разнозернистый; 5 - песок среднезернистый.

бережистом крае вала в результате перебрасывания материала прямым прибойным потоком через гребень валов и достигает уклона слойков до 25° . Косые слойки в сериях выпуклой или S-образной формы, мощность косослоистых серий до 1 м. Они резко сужаются в направлении моря, иногда переходят в пологонаклоненную в сторону этого бассейна параллельную слоистость (рис. 12). Кроме того, косая слоистость в пляжевых отложениях появляется и в районе так называемой пляжевой ступени (Долотов Ю.С. и др., 1982) — на рубеже встречи последней разрушающейся волны с обратным прибойным потоком во время затухания штормового волнения. С углами наклона до 30° ступень обращена в сторону моря. Ее образует грубый материал — крупнозернистый песок, гравий и галька. В некоторых случаях пляжевая ступень представлена сложным перекрещиванием слойков, связанным с рифелями, которые возникли во время нагона воды в фазы усиления и стабилизации шторма, когда пляжевая ступень еще не существовала (Долотов Ю.С. и др., 1982).

Этими же авторами в формировании отложений самой верхней части песчаных пляжей известная роль отводится эоловым процессам. По их данным, индикаторами эоловых отложений служат тонкие, часто извилистые слойки, обогащенные тяжелыми минералами.

В комплексах свежих береговых форм, прекративших свое развитие, пляжевые отложения относительно хорошо сохраняются. Кроме того, даже при довольно быстром понижении уровня моря значительная часть осадков подводного берегового склона перерабатывается волнами в отложения с характерными признаками пляжа. Основные же морфологические элементы пляжей полного профиля и штормовых валов при этом часто уничтожаются.

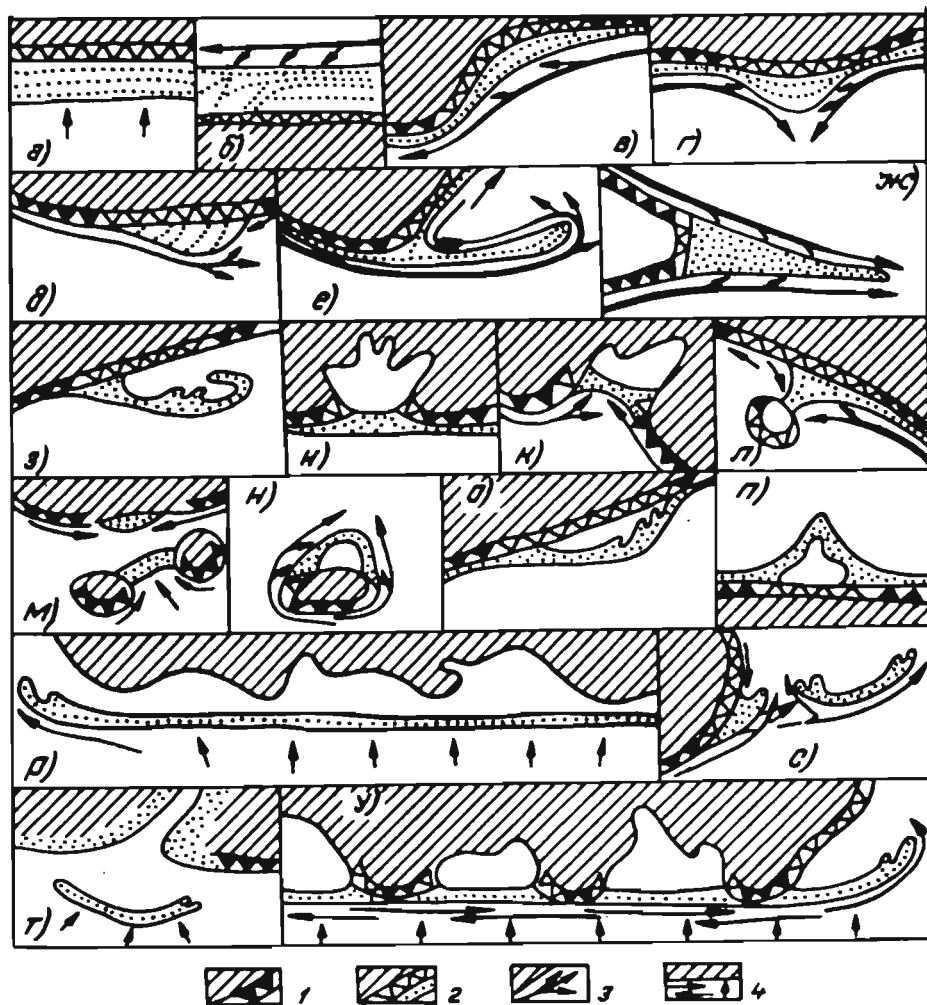


Рис. 13. Типы аккумулятивных береговых форм (Зенкович В.П., 1962).
 Примкнувшие: а- терраса донного питания, б- то же вдоль берегового питания, в- терраса, заполняющая вогнутость, г- симметричный выступ одностороннего питания; свободные: е- коса (одностороннее питание), ж- стрелка (двустороннее питание), з- коса у ровного берега; замыкающие: и- пересыпь в устье бухты, к- пересыпь в средней части бухты, л- перейма, м- межостровная перейма; окаймляющие: н- скобковидная коса (двустороннее питание), о- петлевидная коса (одностороннее питание), п- симметричная двойная окаймляющая коса; отчлененные: р- береговой бар, с- аккумулятивный остров, возникший при разрыве тела косы, т- аккумулятивный остров, образовавшийся у устья реки из материала донных наносов, у- береговой бар, прижатый к выступам берега; 1- материковая суша и активный клиф; 2- отмерший клиф и берег, окаймленный пляжем; 3- поток наносов и подача материала к берегу и в сторону моря; 4- миграция наносов вдоль края аккумулятивной формы и подача материала со дна.

Косы, бары, аккумулятивные террасы и другие береговые аккумулятивные формы

Береговые аккумулятивные формы отличаются большим разнообразием. К важнейшим из них относятся различного рода аккумулятивные террасы, косы, стрелки, бары, пересыпи, томболо и др. В.П.Зенкович (1962) выделяет среди береговых аккумулятивных форм пять морфологических групп: примкнувшие, свободные, окаймляющие, замыкающие и отчлененные (рис. 13). В первую группу помимо пляжей следует включить надводные (аккумулятивные - Примеч. И.В.) террасы и наволки. К свободным формам относятся косы одностороннего питания и стрелки - двустороннего. Окаймляющие формы представляют двойными окаймляющими и скобковидными косами и двойными окаймляющими стрелками. Замыкающие формы составляют пересыпи, переиры, соединяющие острова с материком или межостровные, а отчлененные формы - береговые бары и аккумулятивные острова.

Самые крупные из перечисленных береговых образований представляют собой валообразные скопления песка, гравия, ракушки или гальки шириной до нескольких километров и длиной в десятки, а в некоторых случаях и более километров. Они формировались при вдольбереговом или поперечном питании либо при различных сочетаниях указанных процессов. Приподнятая до нескольких метров поверхность аккумулятивных форм часто осложнена береговыми валами, маркирующими положение уреза воды в течение различных этапов их формирования. При благоприятных условиях могут возникнуть донные образования и барханы различной морфологии и генезиса. От коренного берега аккумулятивные формы часто отделены лагунами.

Относительно внутреннего строения береговых аккумулятивных форм высказано несколько мнений. Так, например, В.Г.Ульст (1957), исследуя побережье вершины Рижского залива, основное внимание

обращал на установление типов слоистости, характерных для определенных береговых аккумулятивных форм. Ю.А.Павлидис и Ф.А.Щербаков (1965) считают, однако, что "... нет оснований выделить отдельный генетический тип слоистости кос, пересыпей и других аккумулятивных форм, так как это та же пляжевая слоистость, иногда несколько измененная эоловыми процессами..."

Казалось бы, действительно береговым аккумулятивным формам различной морфологии должны отвечать различные сочетания текстурных элементов прибрежно-морских отложений и даже специфическая слоистость. Однако, согласно нашим наблюдениям, морфологически различные береговые аккумулятивные тела в целом сложены довольно однообразно построенными отложениями. Тем не менее среди них можно выделить по крайней мере два основных типа: 1) формы, образовавшиеся в зоне пляжа и приурезовой полосе дна; 2) формы, которые зарождались в верхней части подводного берегового склона, а на завершающем этапе своего образования формировались в зоне пляжа.

К формам, которые образовались в зоне пляжа и приурезовой полосе дна, в основном относятся береговые валы и береговые аккумулятивные террасы.

Береговые валы обычно представляют собой серии прямолинейных или планово изогнутых форм шириной до нескольких десятков метров и высотой до первых метров. Наиболее часто они осложняют поверхность более крупных береговых аккумулятивных форм: баров, кос и др. Но встречаются также и одиночные береговые валы. Уклоны склонов только что образовавшихся береговых валов обычно близки к уклонам пляжа полного профиля. В результате денудационных процессов склоны валов выполаживаются.

Внутреннее строение береговых валов, сложенных песчаным

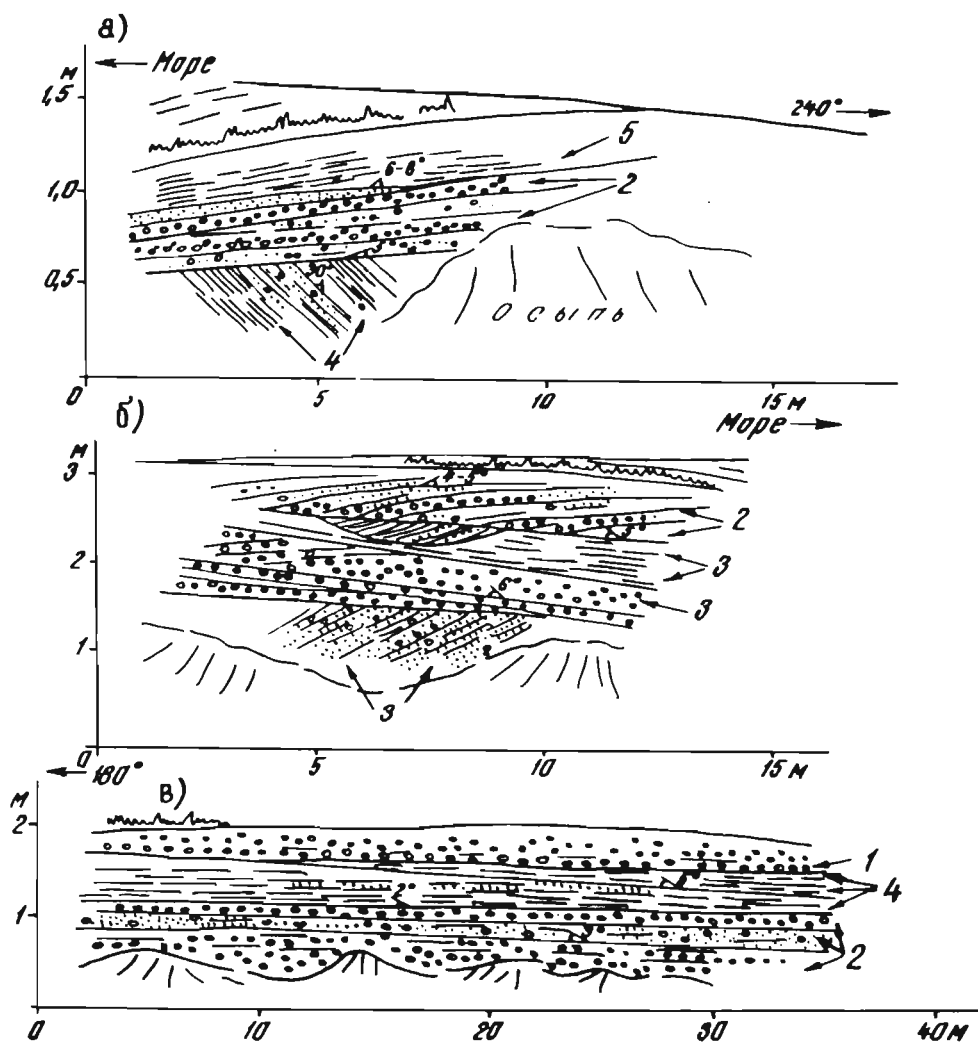


Рис.1.14. Строение берегового вала Балтийского ледникового озера на латвийском побережье у нас.п. Нариньциемс: а,б - частичные поперечные разрезы; в - фрагмент продольного разреза: 1 - галька; 2 - галька, грубый гравий; 3 - гравий, галька; 4 - песок, мелкий гравий; 5 - песок.

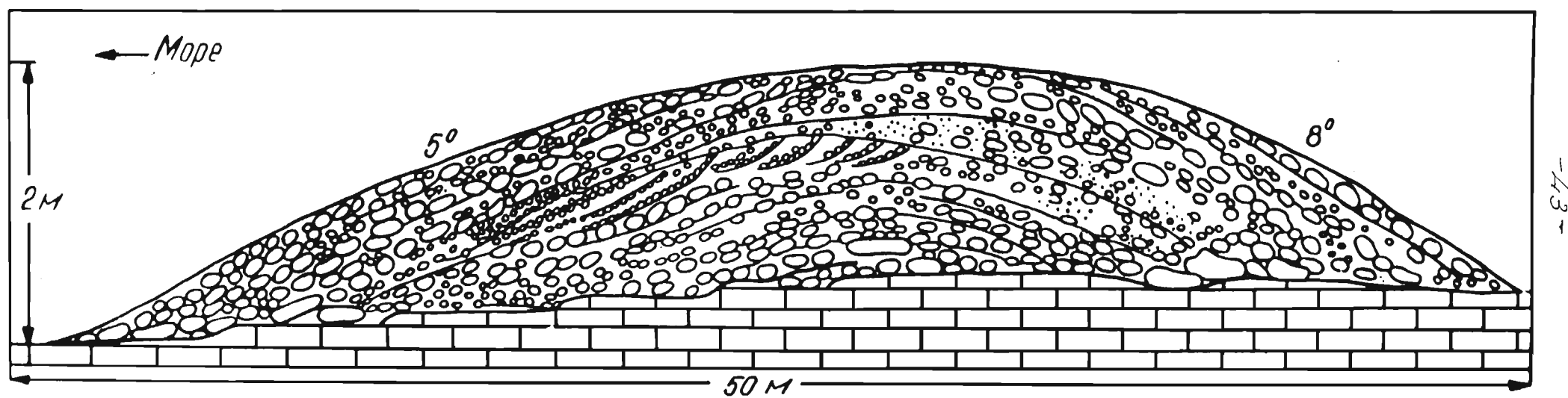


Рис. 115. Поперечный разрез древнего берегового вала вблизи г. Кейла,
Эстонская ССР (Раукас А.В. и др., 1965) .

и гравийно-галечным, а также только гравийно-галечным материалом, наиболее подробно исследовались автором на берегах Балтийского ледникового озера латвийского побережья. Установлено, что в поперечных разрезах береговых валов наблюдается слоистость, похожая на слоистость пляжей полного профиля. На рис. 14 изображены фрагменты поперечного разреза типичного берегового вала. Кроме пологонаклонных ($5-8^{\circ}$) к морю пачек гравийно-галечного и песчаного материала, особенно характерных для верхней части разреза "б", в строении берегового вала принимают участие и серии косых слоев. Слойки в этих сериях падают в сторону суши, прямолинейны либо сходятся в верхней или нижней части. Углы наклона косых слоев достигают 30° . В их составе встречается довольно разнообразный материал - от гальки до мелкозернистого песка.

В продольном разрезе берегового вала наблюдаются пологонаклонные (до 5°) пачки гравийно-галечного и песчано-гравийного материала мощностью в несколько дециметров, свидетельствующие о том, что косая слоистость возникла по мере роста валообразной формы.

Аналогичные береговые валы известны также в комплексах береговых образований эстонского побережья и прибрежно-морских отложений Литоринового моря в вершине Рижского залива. Как видно из рис. 15, древний береговой вал вблизи г. Кейла (Раукас А.В. и др., 1965), образованный галечно-гравийным материалом в части, которая обращена в сторону суши, характеризуется круто падающими к берегу слоями. На вершине вала мощность слоев резко уменьшается. На мористом склоне вала слои наклонены в сторону моря. Здесь же местами появляется слоистость, похожая на косую; слои ее неожиданно падают в сторону моря.

Из литориновых береговых образований вершины Рижского залива В.Г. Ульст (1957) приводит строение одного из песчаных бере-

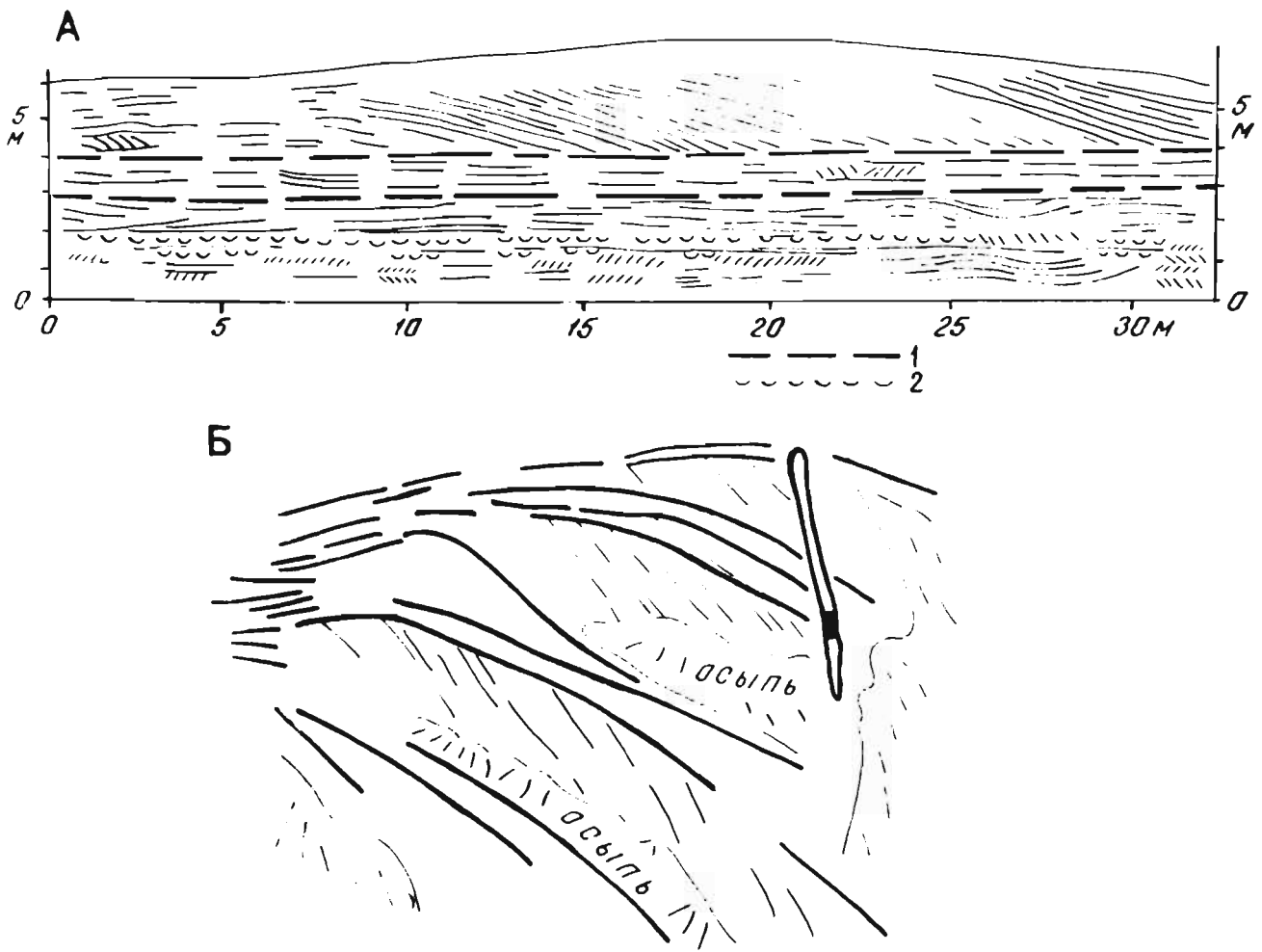


Рис.116. А - Слоистость подводной части литориновой пересыпи и одного из валов; Б - Деталь слоистости вала.

1 - растительный детрит; 2 - скопления створок *Cardium edule*.

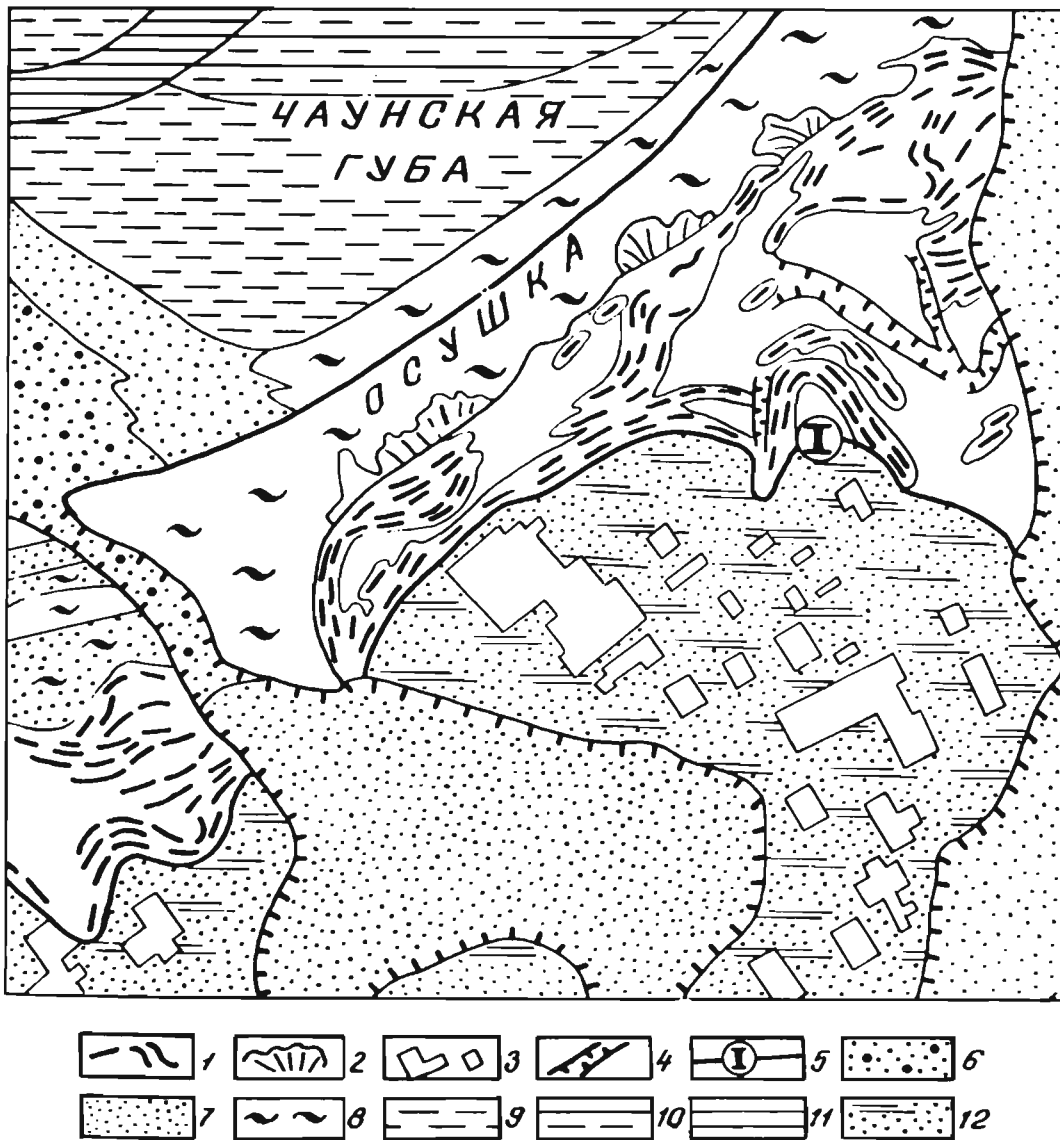


Рис.1.17. Схема района побережья вершины Чаунской губы с валами сложенными перемятым торфом.

I - торфяные береговые валы; 2 - "торфяные дельты"; 3 - термокарстовые озера; 4 - долины рек и других водотоков; 5 - верхняя граница распространения образований современного моря; 6 - гравий и песок; 7 - мелкозернистый песок; 8 - тонкозернистый песок; 9 - алеврит; 10 - алевритистая глина; II - глина, глинистый ил; 12 - песок с алевритом и глиной.

говых валов, которое, однако, он считает "не характерным для большинства валов". Этот вал целиком сложен серией косых слоев, падающих под углом 10-20° в сторону суши. Мористее в межвальной ложбине они переходят в элементы пологонаклонной и субгоризонтальной слоистости. На левой половине обнажения на уровне подошвы вала наблюдается двойная косая слоистость. Здесь между слоями указанной косой серии появляются подчиненные им мелкие серии косых слоев, которые наклонены более круто по сравнению с общим направлением слоистости (рис.1.16).

Рассмотренные примеры строения береговых валов позволяют заключить, что эти формы в значительной мере росли за счет переброса материала через гребень. Береговой вал вблизи г.Кейла при этом увеличивался как в высоту, так и в сторону моря, на что указывает налегание друг на друга все новых пологонаклонных пакетов гравийно-галечного материала.

Известны береговые валы с менее типичным внутренним строением. Так, В.Г.Ульстом (1957) отмечен песчаный береговой вал, который в поперечном разрезе "...имеет вид гипсометрически правильных концентрических наслоений, слегка нарушенных знаками волновой ряби". Основным фактором, обусловившим образование этого вала, "явились течения, направленные вдоль простирания вала". Для правомерности такого объяснения, на наш взгляд, необходимы еще данные о продольном строении берегового вала.

Своеобразные береговые валы наблюдались нами на южном побережье Чаунской губы. В значительной мере они сложены перебитым торфом и расположены в восточном продолжении песчаных и гравийно-галечных береговых валов. Мористее генераций торфяных валов расположена широкая песчаная ветровая осушка (рис.1.17). Высота валов от нескольких дециметров до 1 м, ширина несколько десятков метров. Валы вытянуты вдоль берега и часто обрисовывают меандро-

1-песок мелкозернистый; 2-супесь; 3-прослой перемятого торфа; 4-переотложенный торф с остатками древесины; 5-перемитый торф с переслаиванием песка и глины; 6-супесь с прослоями глинистого песка; 7-песок тонкозернистый с перемитым торфом.

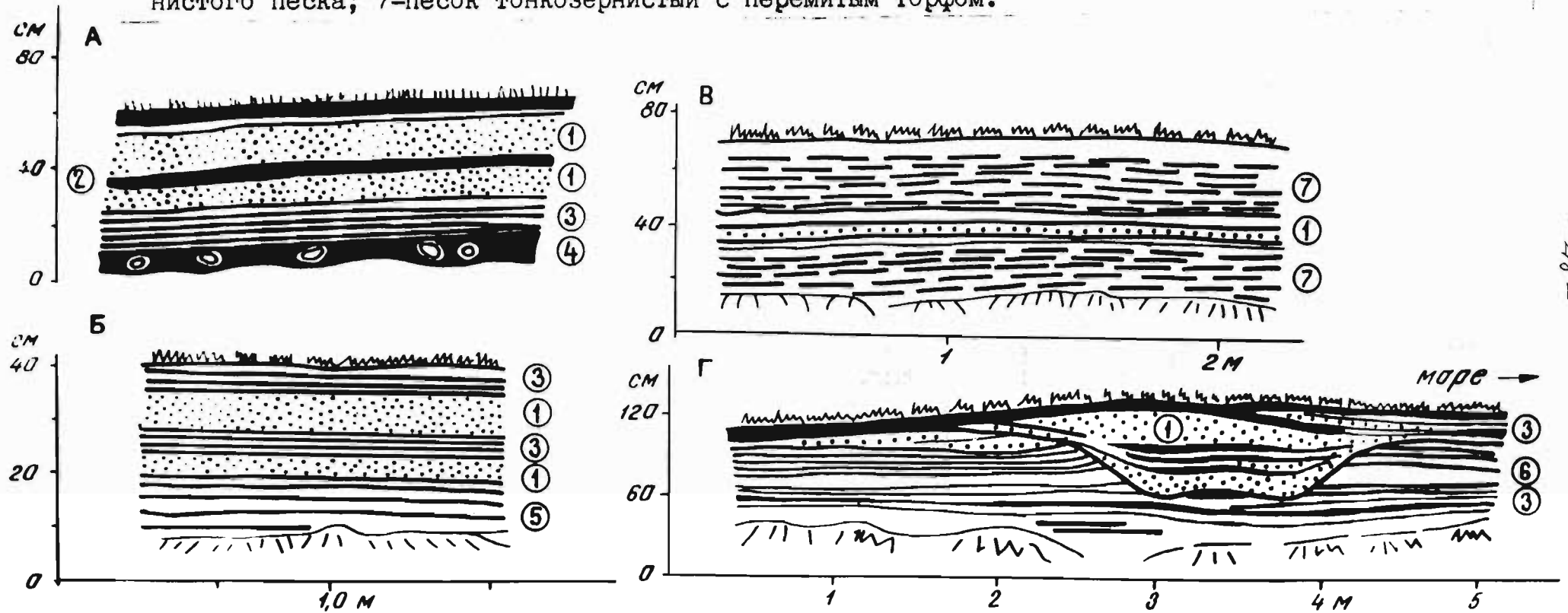


Рис.1.18. Разрезы "торфяных береговых валов" на южном побережье Чаунской губы.

видные изгибы.

В разрезах валов перекрытый торф в виде тонких слоев мощностью до нескольких сантиметров переслаивается с мелко- или тонкозернистым песком, либо супесью (рис. 1.18). Этот факт указывает на прибрежно-морское образование валов. Расположение слоев торфа, песка в целом повторяет форму вала. Кроме того, в строении валов наблюдаются понижения в виде небольших желобов, возникших, очевидно, от размыва при стоке нагонных вод (рис. 1.18).

Рассматриваемые валы возникли явно в условиях дефицита песчаных и более грубозернистых осадков на участках берега, блокированных осушками. Торф сначала образовался на валах, а затем перемывался во время редких, но сильных штормовых нагонов воды, которые на данном участке достигли 2 и более метров. К тому же источниками размыва торфа служили выдвинутые на осушки "торфяные дельты" небольших рек (см. рис. 1.17) и материал, принесенный крупными реками. Слои песка и более грубого материала, участвующие в строении валов, поступали при штормовых нагонах воды с осушки.

Извилистые в плане очертания "торфяных береговых валов" в некоторой мере первичны. Но такой факт, как огибание валами в ряде мест крупных термокарстовых впадин, позволяет предполагать, что в этом случае известную роль играют процессы тектоники многолетней мерзлоты.

Изменение береговых валов под влиянием субэриальных процессов заключается в их постепенном выполаживании. Однако в комплексах древних береговых образований со свежим обликом эти валы или их фрагменты сохраняются почти повсеместно.

Аккумулятивные террасы, как и береговые валы, формируются в приурезовой полосе дна и зоне пляжа. Они представляют собой разнообразные по размерам аккумулятивные тела,

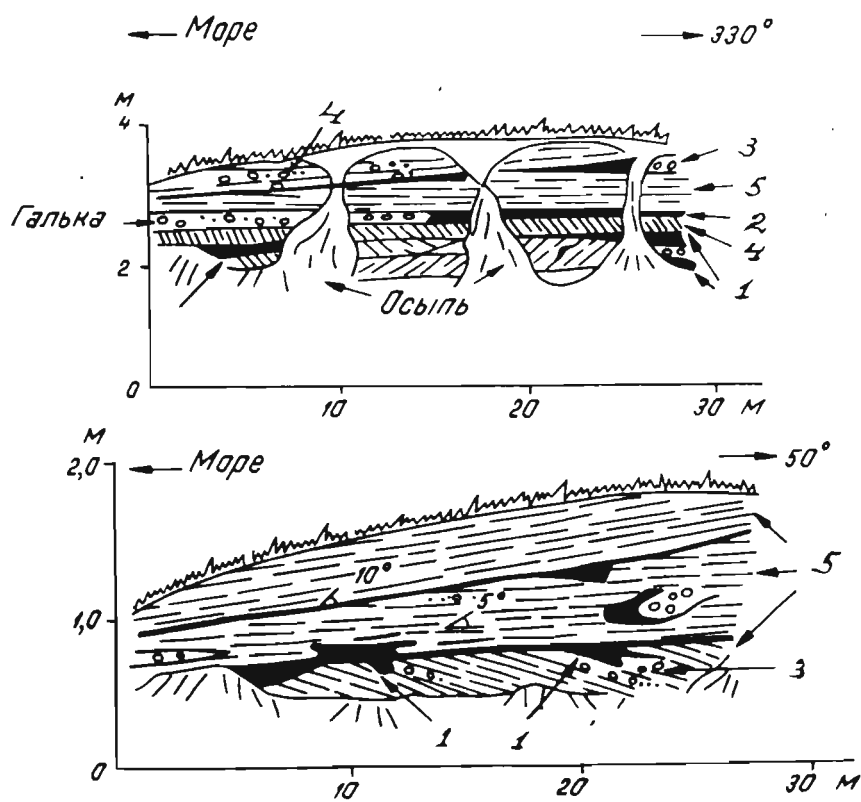


Рис.1.19. Поперечные разрезы аккумулятивных террас Балтийского ледникового озера: а - терраса в районе пос.Кальки; б - терраса у хут. Перконьмейери. I - моренный суглинок; 2 - перемытая морена; 3 - гравий, галька; 4 - песок, гравий; 5 - песок.

которые вплотную прилегают к коренному берегу или ранее образовавшимся береговым формам. На их поверхности встречаются прямолинейные или несколько изогнутые древние береговые валы. Ориентация аккумулятивных террас и береговых валов, осложняющих их поверхность вдоль берега, свидетельствует о том, что их образование в основном происходило в условиях поперечного перемещения наносов. В поперечных разрезах аккумулятивных террас наблюдаются полого наклонные в сторону моря (до 10°) пачки, образованные песками и гравийно-галечным материалом, а также серии косых слоев (Вейнбергс И.Г., 1964).

Пологонаклонные пачки, аналогичные наблюдаемым в отложениях пляжей в вертикальном направлении, срезают одна другую под небольшими углами и часто образуют клиновидную слоистость. В случаях, когда они сложены преимущественно песчаным материалом, в пачках появляется параллельная подошве пологонаклонная внутренняя слоистость. Гравийные и галечниковые пачки такой слоистостью не обладают. Мощность рассматриваемых пачек слоев измеряется несколькими дециметрами и редко превышает 1 м (рис.1.19).

Мощность слоев с косой слоистостью примерно такая же. В песчаном, гравийном материале наблюдаются прямые параллельные, с вогнутостью в нижней части слойки, которые под углом до 35° наклонены к суше, реже - в сторону моря. В отдельных случаях в составе косослоистых отложений появляется косая линзовидная слоистость.

Отложения аккумулятивных террас Балтийского ледникового озера содержат маломощные прослои и включения моренного материала (валунной супеси или суглинка), по-видимому, образовавшиеся после вытаивания небольших, оторвавшихся от ледникового края обломков, которые порою выбрасывались на берег этого бассейна.

Приуроченность серий косых слоев в основном к нижним ча-

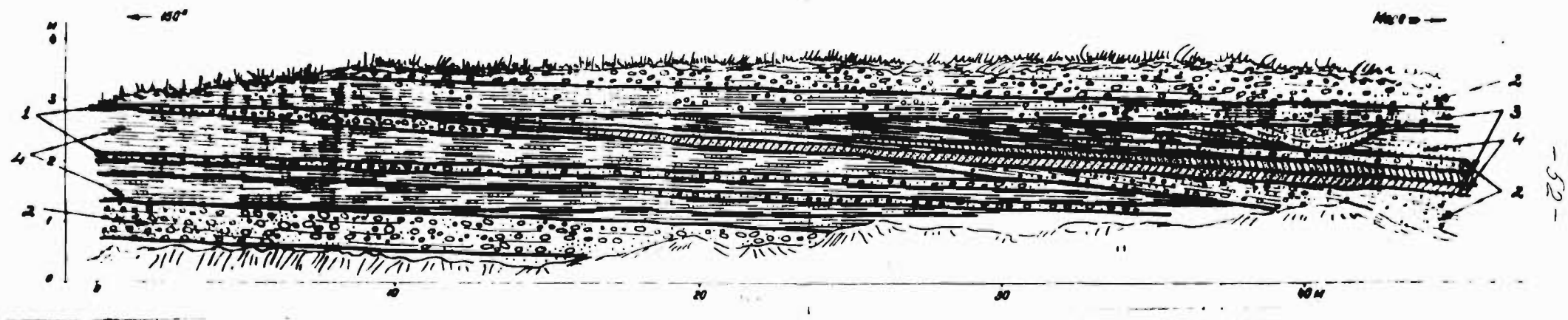


Рис.1.20. Поперечный разрез Лубской косы (стадия *Vgl I*).

1 - галька; 2 - галька с гравием; 3 - гравий с галькой;

4 - песок с гравием.

стям аккумулятивных террас позволяет полагать, что на начальном этапе формирования эти террасы представляли собой подводные валы, нараставшие за счет выдвигания их бережистого края. Судя по залеганию одна на другой двух или несколько серий косых слойков, валы в некоторой мере увеличивались также и в высоту. На втором этапе в формировании аккумулятивных террас стали преобладать процессы, сходные с наблюдаемыми на пляжах.

Прибрежно-морские отложения со строением, аналогичным пляжевым, встречаются также в к о с а х Балтийского ледникового озера и в современных п е р е с ы п я х на берегах острова Сахалин. Например, длина небольшой косы Балтийского ледникового озера в северо-западной части побережья Рижского залива у пос. Лубе (берег Vgl I) около 1 км, ширина несколько сот метров. Коса вытянута с юго-востока на северо-запад и от побережья отделяет понижение северного окончания субгляциальной ложбины оз. Лубэзерс. Поверхность косы осложнена древними береговыми валами, дистальные концы которых отклонены в сторону суши (на юго-запад). Небольшие глубины северного окончания указанной субгляциальной ложбины подтверждают, что рост косы начался на мелководье.

Лубесская коса в поперечном разрезе образована полого наклоненными в сторону моря слоями ~~елеями~~ песчано-гравийного и гравийно-галечного материала мощностью до 1 м. Как и на пляжах неполного профиля, гравийно-галечный материал не обладает внутренней слоистостью, в то время как песчано-гравийный характеризуется пологонаклонной прямой параллельной слоистостью. Вследствие срезания нижних слоев вышележащими слоистость нередко носит клиновидный характер (рис. 1.20). Местами среди пологонаклонных слоев появляются маломощные прослои песка и гравия с прямой косой слоистостью и желобообразные понижения глубиной до 0,8 м и шириной 3-4 м, которые заполнены относительно тонкозернистым материалом

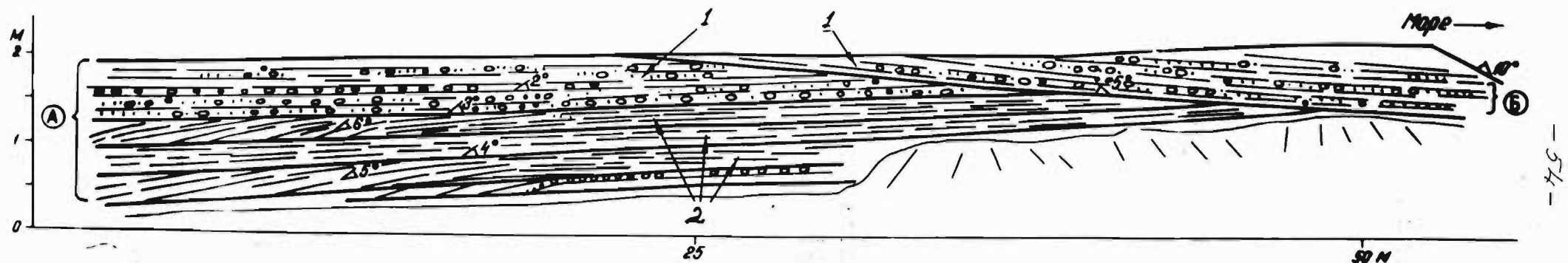


Рис.1.2I. Поперечный разрез современной пересыпи залива Вторая бухта на острове Сахалин. 1 - галька, гравий, 2 - песок среднезернистый и крупнозернистый.

с облекающей слоистостью.

Одна из пересыпей современного берега на острове Сахалин, вблизи г. Оха, отделяет от моря залив Вторая бухта. Ширина пересыпи около 100 м, высота до 2 м, поперечный профиль асимметричный, лагунный склон пологий и длинный, а мористый - короткий и более крутой.

В поперечном разрезе пересыпи наблюдаются следующие особенности ее строения (рис. 21). Более древняя бережистая часть (А) состоит из пачек субгоризонтально-слоистых отложений, которые полого наклонены ($3-4^{\circ}$) в сторону лагуны. Соответственно наклонены и отдельные слойки, бережистые окончания которых, как и у пляжей полного профиля, упираются в нижний серийный шов. Более молодая часть тела пересыпи (Б) представлена мощной пачкой параллельных слойков, наклоненной в сторону моря. Она сложена галечно-гравийным материалом и срезается поверхностью современного пляжа.

Указанные особенности слоистости свидетельствуют о том, что рассмотренные формы зародились в приурезовой полосе дна и почти сразу начали расти как пляжевые образования. В формировании охинской пересыпи главную роль играл рост ее лагунного склона за счет переброса материала через гребень валообразной формы. Лубеская коса, судя по внутренней слоистости, в основном образовалась как пляж неполного профиля. Наличие в ее теле желобообразных врезов, очевидно, связано с эрозионной деятельностью при стоке нагонных вод.

К аккумулятивным формам, которые зарождались в верхней части подводного берегового склона, а окончательно формировались в условиях пляжевой зоны относится большинство баров, кос, пересыпей, стрелок и томболо. Основную часть их аккумулятивных тел образуют слои обломочного материала, накопившиеся на прибрежном мелководье преимущественно в интервале глубин 2-6 м, и лишь в

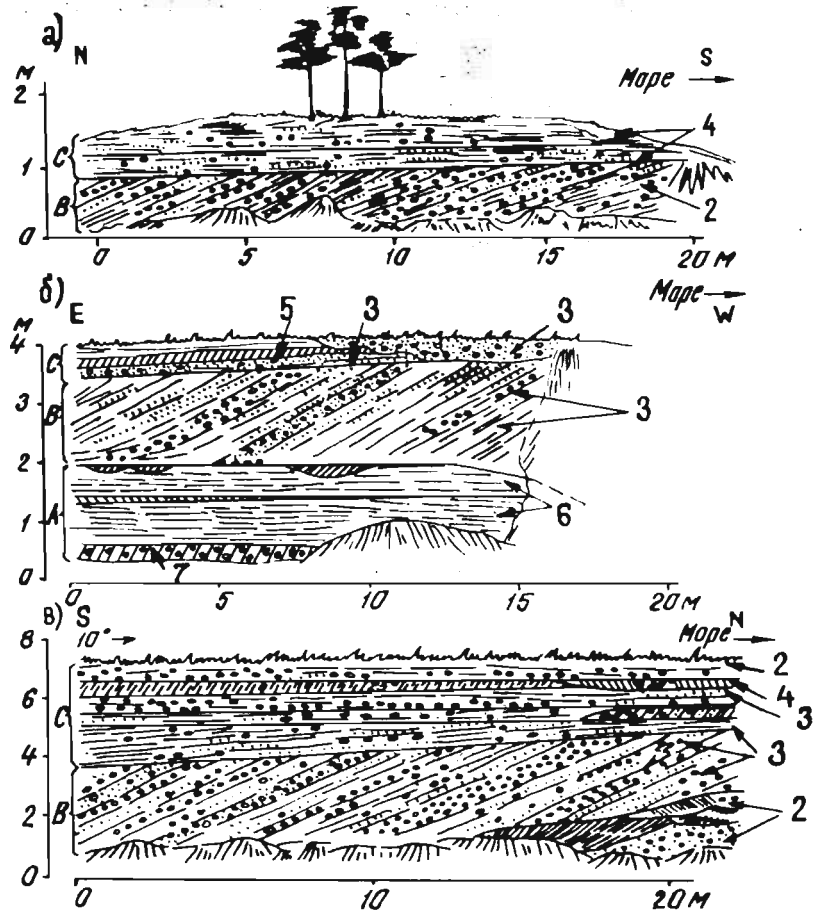


Рис. 22. Внутреннее строение баров Балтийского ледникового озера на латвийском побережье: а-бар берега *Bgl II* у пос. Попе; б-бар берега *Bgl III* у г. Гробинья; в-бар *Bgl II* из района нас. п. Кестерциемс. 1-галька; 2-галька с гравием; 3-гравий с галькой и песком; 4-песок с гравием; 5-песок; 6-алеврит и сильно алевритовый песок; 7-моренный суглинок.

самой верхней части разреза этих тел встречаются с типичной пляжевой слоистостью.

Ниже приведены конкретные примеры внутреннего строения указанной группы аккумулятивных форм.

Б а р ы представляют собой в плане линейно вытянутые, либо несколько вогнутые или выпуклые валообразные формы, которые на современных берегах могут быть надводными и подводными и по отношению к прилегающей суше - островными или причлененными. Ширина баров колеблется от нескольких десятков метров до нескольких километров, длина - от нескольких сотен метров до первых сотен километров. Образуются эти формы в основном при поперечном перемещении наносов в береговой зоне моря.

Интерес представляют результаты изучения слоистости баров на латвийском побережье, которые формировались во время существования Балтийского ледникового озера. Бары этого позднеледникового бассейна представлены преимущественно небольшими прямолинейными в плане формами, сложенными галечно-гравийными или песчаными валами, отделявшими от моря лагуны. Длина баров 3-7 км, ширина 0,2-2,5 км, относительная высота 1-7 м.

В разрезах, ориентированных вкrest длинной оси баров, наблюдаются крупные серии косых слоев (рис. 22.В), под углом 12-35° наклоненных в сторону суши. В продольных разрезах эти серии образуют параллельную субгоризонтальную слоистость, указывая тем самым, что образование косой слоистости происходило в процессе роста валообразных форм.

Косой слоистостью в барах обладают отложения, залегающие в их основании непосредственно на морене последнего оледенения или подстилающие тонкозернистые бассейновые осадки (А). Материал, образующий косые слои мощностью в несколько сантиметров, довольно хорошо сортирован и заметно различается по крупности у смежных

слоек. Местами наблюдаются ритмичное чередование слоев, сложенных гравийно-галечным материалом и песком.

Маломощный слой пляжевых отложений, приуроченный к верхней части баров, в основном состоит из пачек пологонаклонных в сторону моря слоев мощностью до первых дециметров с редкими прослоями косослоистых осадков. Последние под острым углом срезают нижележащие косослоистые серии.

Нижняя часть баров - принимая во внимание ее значительную мощность (до 5 м) и хорошо выраженную косую слоистость - могли образоваться лишь на мелководье, на глубинах 4-6 м. Отложения верхней части баров накапливались в пляжевых условиях, о чем свидетельствует характерная слоистость.

Таким образом, в развитии баров Балтийского ледникового озера четко выделяется два этапа: 1) при интенсивной подаче материала с нижней части подводного берегового склона формировались подводные бары, смещавшиеся в сторону берега; 2) после подъема поверхности бара над уровнем моря нарастание формы происходило в результате слабого поперечного перемещения наносов и постепенного выдвижения бара в сторону моря за счет последовательного приращения нескольких береговых валов. Источником питания баров служили продукты размыва ледниковых отложений на подводном береговом склоне Балтийского ледникового озера. На это указывает незначительная мощность покрова песчано-галечного материала, залегающего непосредственно на морене перед барами (древний подводный береговой склон), и неравномерное распределение галечного материала в теле баров.

Согласно литературным данным, серии косых слоев, правда меньшего размера, чем в барах Балтийского ледникового озера, иногда образуются на бережистом крае современных баров при перебросе материала через их гребень во время достаточно сильных

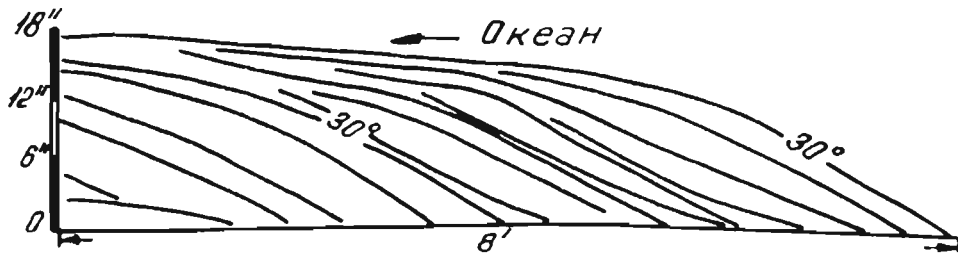


Рис.1.23. Слоистость бережистой части бара острова Сапело (Атлантическое побережье США, шт. Джорджия) (Нойт J.N., 1962).

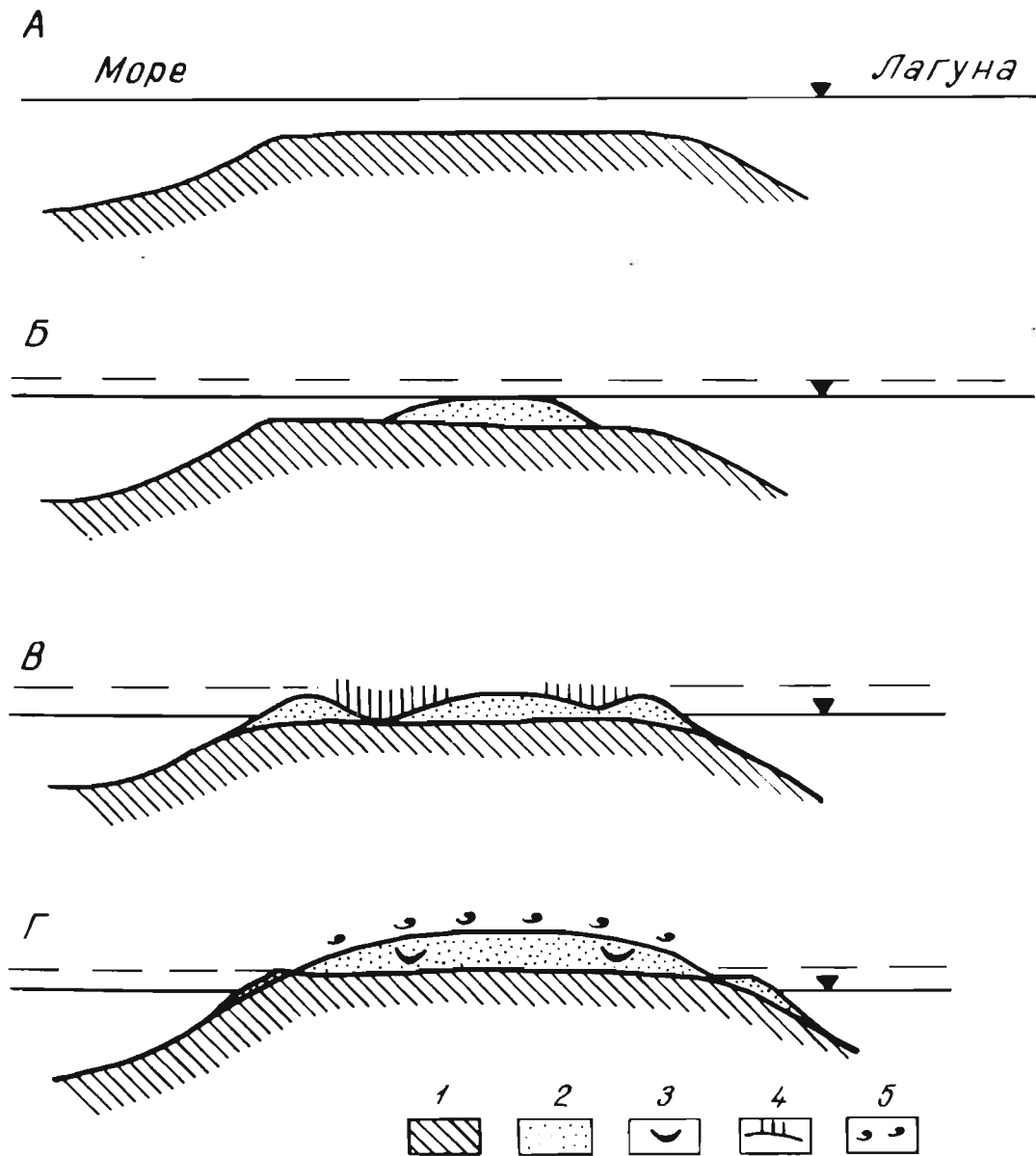


Рис.1.24. Процесс субаэрации баров восточного побережья Арала, по мере понижения уровня моря.

- 1 - отложения первоначально подводного бара; 2 - песок;
3 - линзы органогенного материала; 4 - камыш; 5 - раковины.

штормов, в условиях деятельности прибойного потока. Например, Хойт (Hoyt J.N., 1962) приводит рисунок слоистости такого бара у берегов США (штат Джорджия). При штормах средней силы бар перемещается к берегу вследствие размыва морского и нарастания бережистого края со скоростью до 30 см в сутки. Косая слоистость наблюдается при этом в хорошо сортированных мелкозернистых песках бережистого края бара (рис. 23). Косые слойки содержат прослойки тяжелых минералов, ракушечникового детрита, остатков растений и наклонены в сторону суши под углом около 30° , соответствующим углу естественного откоса материала данной крупности. В верхней части косые слойки постепенно выполаживаются и, как и в отложениях пляжа полного профиля, на мористой стороне бара становятся субгоризонтальными.

Понятно, что рассмотренные особенности строения баров не исчерпывают всего разнообразия их текстурных элементов, особенно тех, что могут встречаться в очень крупных формах такого рода. Однако, исходя из основных положений учения о развитии морских берегов, все они в своем образовании должны были пройти подводную стадию, предшествующую выходу бара на поверхность и завершению его формирования в обстановке пляжевой зоны. Этот процесс можно было наблюдать в 1970 г. на восточном побережье Аральского моря на примере баров, ограничивающих берега так называемого аральского типа и имеющих длину более 10 км и ширину до 1 км (Вейнбергс И.Г., 1976 б). В связи с резким понижением уровня моря на 1,5 м ряд подводных баров (например банки Мель Берегис и Обручева) стал выходить на поверхность (рис. 24). При этом сначала над поверхностью моря появились отдельные пологие щитообразные отмели, располагающиеся на гребне баров. Затем с морской и лагунной стороны баров начали формироваться небольшие валообразные формы типа пляжей полного профиля, отделяющие мел-

ководные лагуны с обеих сторон щитообразных отмелей. В результате переброса воды через валообразные пляжи полного профиля в лагунах стали отлагаться богатые органикой тонкозернистые осадки, а на щитообразных отмелях появилась травяная и камышовая растительность.

При последующей, более сильной субаэрации баров в связи с понижением уровня моря лагуны и растительность с их поверхности исчезли, и последняя подвергалась некоторой эоловой обработке до появления бронирующего слоя из ракушки и мелкой гальки.

Большая водонасыщенность осадков поверхности баров не позволила зафиксировать их внутреннее строение, однако, зная внутреннее строение пляжей полного профиля на других участках побережья (Ульст В.Г., Вейнбергс И.Г., 1975) можно предполагать наличие у пляжевых осадков на поверхности баров выпуклой или вогнутой косо́й слоистости, падающей как с лагунной, так и морской стороны в направлении центральной части баров.

Слоистость щитообразных отмелей пологонаклонная и мелкая косая, а в понижениях между щитообразными отмелями и пляжевыми полного профиля, очевидно, имеют облекающую слоистость пологих линз; в их составе должно появляться известное количество органического материала.

К о с ы по морфологии и генезису отличаются большим разнообразием (Зенкович В.П., 1946, 1962; Леонтьев О.К., 1955, 1961; и др.). Внутреннее строение их изучено слабо, потому свежесотмершие косы, достаточно высоко приподнятые над уровнем современного моря, в этом отношении заслуживают особого внимания. На берегах Балтийского ледникового озера косы встречаются реже баров. Наиболее крупные из них наблюдаются на продолжении древних абразионных обрывов. В плане косы имеют вид вытянутого треугольника и сложены песками, гравием, галькой. Проксимальные концы их

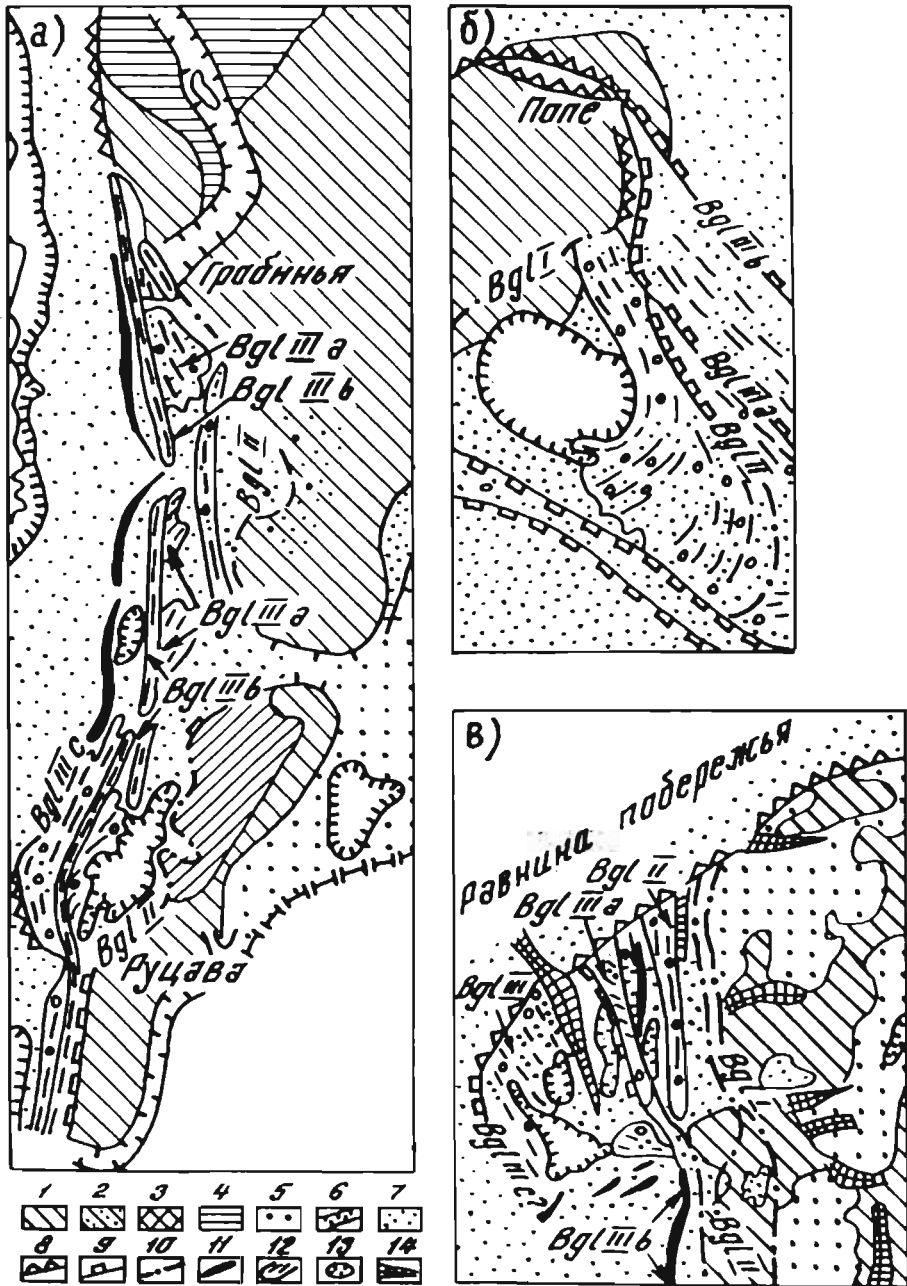


Рис. 25. Косы Балтийского ледникового озера: а-аккумулятивные образования Бартского залива; б-коса восточной части древнего острова Попе; в-аккумулятивные образования западного окончания абразионного уступа Зилие калны; I-волнистая моренная равнина; 2-волнистая моренная равнина с покровом песка; 3-моренно-холмистый рельеф; 4-лимногляциальная равнина, сложенная глинами и алевролитами; 5-лимногляциальная равнина, сложенная песками; 6-долины стока талых ледниковых вод; 7-песчаная равнина побережья; 8-высокие абразионные уступы; 9-низкие абразионные уступы; 10-берег, слабо выраженный в рельефе; 11-дюны; 12-береговые аккумулятивные формы; 13-болота; 14-овраги.

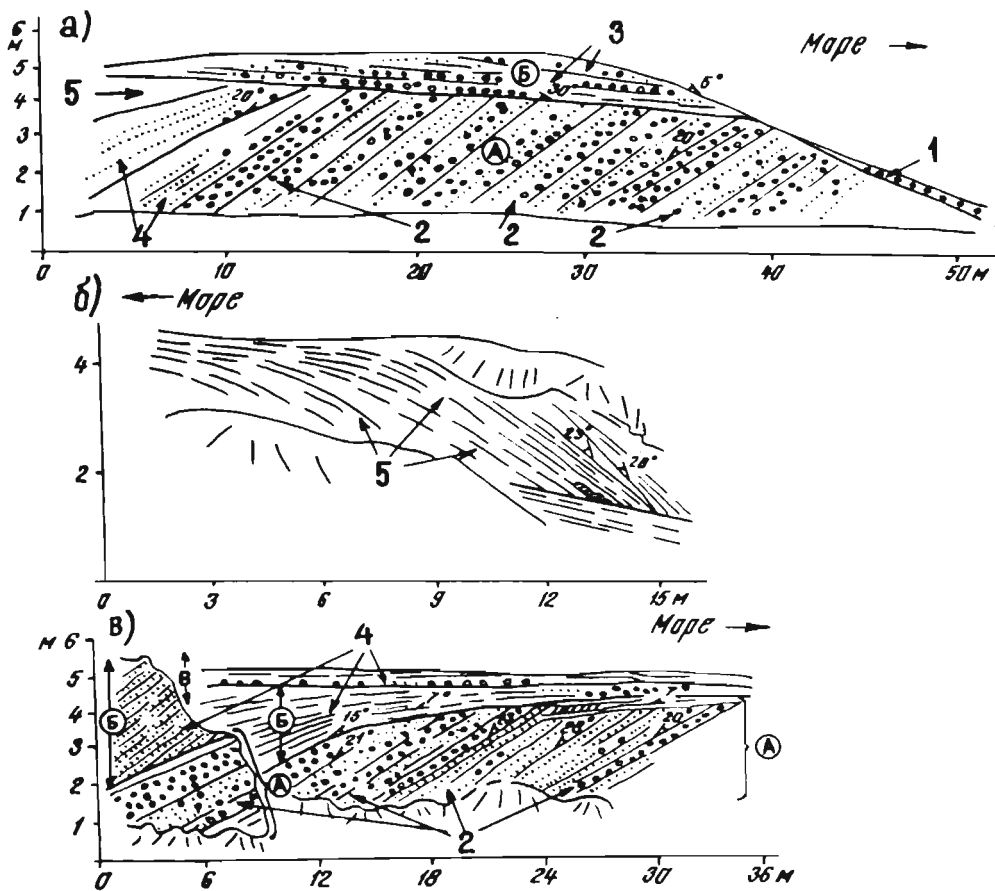


Рис.1.26. Внутреннее строение кос Балтийского ледникового озера: а - коса в районе нас.п.Салиена; б, в - коса у хут. Дреймани (сельсовет Кестерциемс).

1 - галька; 2 - галька с гравием; 3 - галька с гравием и песком; 4 - гравий с галькой; 5 - песок.

обычно примыкают к подножьям абразионных уступов, а дистальные, постепенно снижаясь, вытянуты в соответствии с общей конфигурацией древнего берега. Береговые валы у проксимального конца кос прямолинейны, с углом срезают более древние. В направлении дистального конца береговые валы постепенно снижаются, выполаживаются и, веерообразно расходясь, полукругом изгибаются в сторону суши, отделяя от равнины побережья понижения древних лагун (рис. 25).

По расположению береговых валов можно судить о росте кос. На последних этапах развития косы были частично размыты.

Большинство кос Балтийского ледникового озера имеет двухчленное строение. Их основную (нижнюю и среднюю) часть образуют отложения, сформировавшиеся на небольших глубинах, в подводных условиях. В верхней части косы сложены обломочным материалом, накопившимся в обстановке пляжевой зоны.

Основную часть кос образуют крупные серии косых слойков мощностью до 5 м и более со слоистостью, падающей в сторону берега (до $32-35^{\circ}$). Косослоистые серии образуют прямые или несколько вогнутые в нижней части субпараллельные слойки различной мощности (1-20 см), выделяющиеся различной крупностью гравийно-галечного и песчаного материала (рис. 26). Местами между отдельными сериями косых слойков отмечается мелкая антидунная слоистость, представленная мелкими косыми сериями тонкозернистого песка или грубого алеврита, которые направлены в сторону противоположную общему направлению падения слоистости. Иногда среди отложений кос встречаются складки оползания. Наиболее крупнозернистый материал сконцентрирован в нижних частях косых слойков, контакт которых с подстилающими бассейновыми отложениями преимущественно волнистый.

В строении древней косы вблизи хут. Дреймани, недалеко от

пос. Кестерциемс, выявлено несколько генераций крупных серий косых слойков, отличающихся по крупности слагающего их материала, причем более молодые из них отчасти наложены на более древние (см. рис. 1.26 в; А, Б). Косая слоистость в целом падает под углом $15-43^{\circ}$ в сторону суши, несколько отклоняясь в направлении дистального конца косы. В верхних частях крупных серий косые слойки постепенно сходятся и переходят в пологонаклонную слоистость, которая местами осложнена более мелкими сериями слойков.

Пляжевые осадки, слагающие поверхность кос, образованы пологонаклонными ($1-5^{\circ}$), иногда клиновидными, слоями из различного материала мощностью до 25-30 см (см. рис. 1.26 а; Б). Галечный и галечно-гравийный материал не обладает внутренней слоистостью, а более тонкозернистый залегают в виде наклонных, согласно подошве слоя, параллельных слойков, реже в виде косых прямых или вогнутых слойков, которые появляются в разрезах как поперечных, так и продольных относительно длинной оси кос.

Следовательно, косы, как и бары, начали формироваться в основном на известной глубине моря, и их образование закончилось в пляжевых условиях.

По особенностям строения нижних и средних частей кос предполагается, что обломочный материал в подводных условиях накапливался в крупных отмелях с крутыми передними склонами. Судя по диагональному относительно вытянутости кос падению косой слоистости, отмели росли в основном за счет выдвигания их дистальных концов. Появление же в строении кос отдельных косых серий, резко различающихся по крупности материала, свидетельствует о том, что в данном случае подводное основание кос росло за счет выдвигания нескольких таких отмелей. Пляжевые отложения кос образовались при появлении поверхности отмелей над уровнем воды.

Ряд сходных текстурных элементов, характерных для кос Бал-

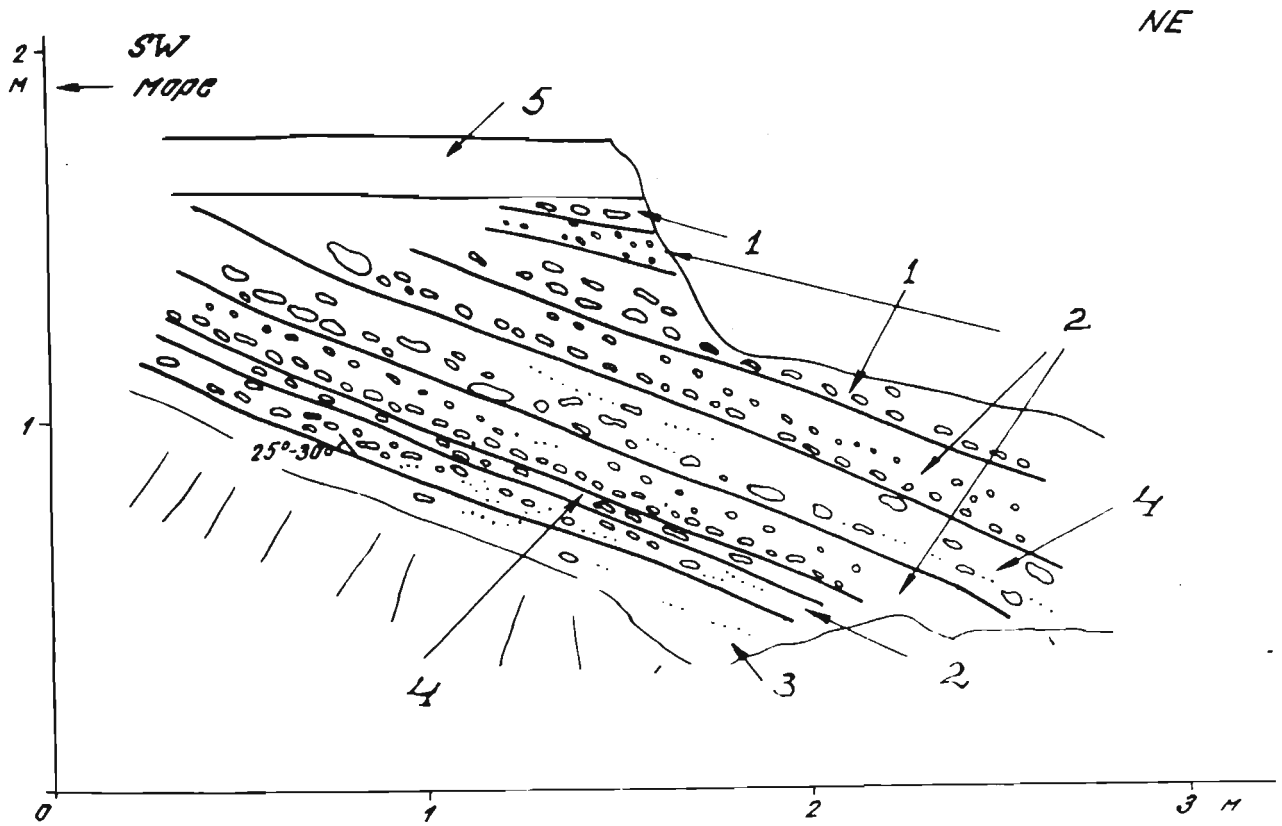


Рис.1.27. Разрез косы древнеаральской стадии в районе Аральской гидрометобсерватории: 1-галька; 2-галька с гравием; 3-гравий; 4-гравий с галькой. 5-осыпь.

тийского ледникового озера, наблюдается у кос на побережье Аральского моря. Здесь на юго-западной окраине г. Аральск прослеживается древняя петлевидная коса берега Древнеаральского моря длиной более 1 км и шириной в несколько сот метров. Эта форма имеет плоскую поверхность и в корневой части примыкает к коллективному абразионному уступу, расположенному в районе Аральской гидрометобсерватории. В свежих стенках карьера, выработанного в этой части косы, наблюдаются крутопадающие серии косых слоев гравийно-щебнистого материала, которые перекрываются пляжевыми отложениями в виде пологонаклонных параллельных слоев (рис. 27).

Таким образом, условия формирования проксимальной части аральской косы сходны с условиями образования кос Балтийского ледникового озера. И те, и другие вначале развивались как крупные отмели, а после выхода последних на поверхность были перекрыты пляжевыми отложениями.

Пересыпи могут быть представлены различными по размерам аккумулятивными формами, отгораживающими от моря лагуны. В зависимости от генезиса они могут быть барами, сросшимися косами или формами более сложного генезиса, которые образовались как при поперечном, так и продольном перемещении наносов.

Пересыпи сложены различным по составу рыхлым материалом, более древние из них могут иметь на поверхности золотые аккумулятивные формы. Как и другие аккумулятивные формы, они нередко сложены сериями береговых валов.

Внутреннее строение пересыпей, формирование которых сначала происходило в подводных условиях, изучалось на побережье Аральского и Балтийского морей. На побережье Аральского моря ряд небольших пересыпей длиной в несколько сот метров и шириной до 50 м с выровненной поверхностью отгораживает понижения древних лагун непосредственно западнее г. Аральск. В разрезах этих форм,

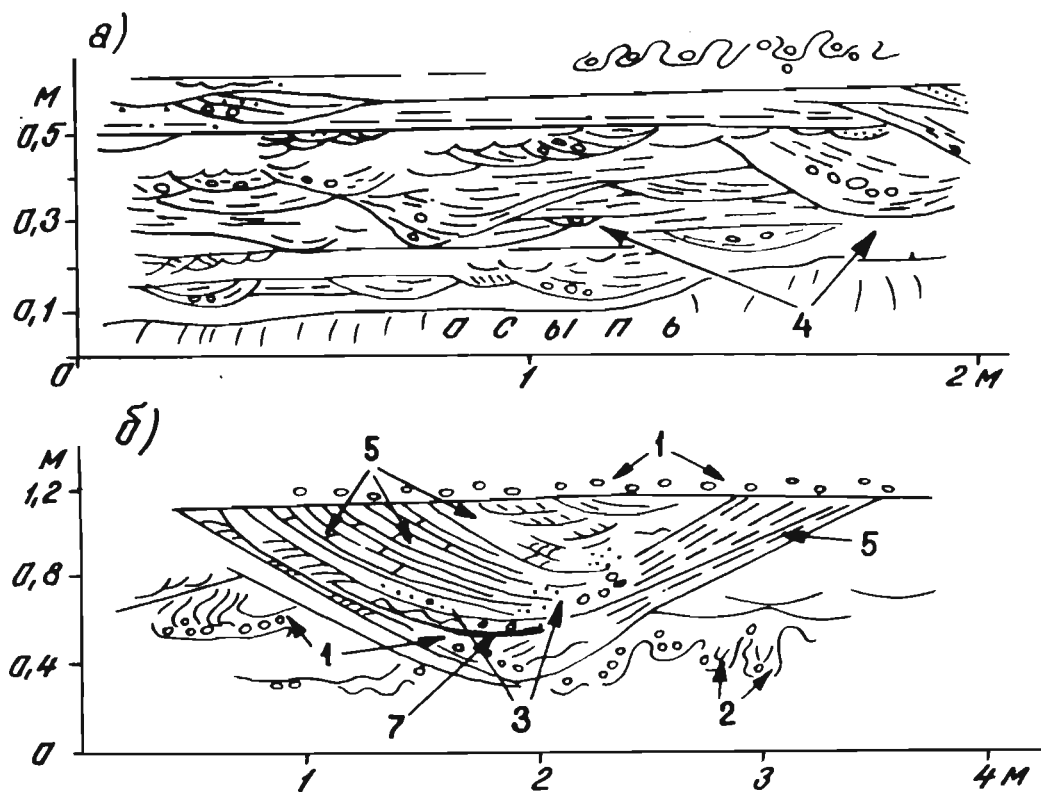


Рис. 28. Внутреннее строение пересыпи Литоринового моря латвийского побережья возле нас.п.Санате (хут.Дамбали): а- отложения нижней части пересыпи (продольный разрез); б-поперечный разрез отложений ложбины прорыва.

сложенных песчано-гравийным материалом, отмечается круто падающая в сторону суши прямая слоистость, указывающая на то, что эти формы возникли при поперечном перемещении материала в береговой зоне моря. Мощность пляжевых отложений на поверхности пересыпей всего несколько десятков сантиметров.

На побережье Латвии изучалось внутреннее строение крупной пересыпи Литоринового моря, отделяющей от моря южную часть древней Вентспилсской лагуны. В настоящее время в районе хут. Дамбали эта форма размывается морем, и в обнажении длиной более 100 м хорошо видно ее двучленное строение. Нижняя часть пересыпи, образовавшаяся в подводных условиях, представлена слоем мощностью около 1 м мелко- и среднезернистого песка с гравием и галькой. В этом слое прослеживается средняя и мелкая косовогнутая слоистость (рис. 128). Местами слоистость нарушена складками оплывания и ложбинами прорыва глубиной 0,8 м и шириной более 1 м, заполненными преимущественно среднезернистым песком с облекающей и мелкой косой слоистостью. Верхнюю часть пересыпи слагают галечно-гравийно-песчаные отложения мощностью 1,5 м с клиновидной слоистостью.

Различного размера косослоистые линзы песчаного материала свидетельствуют о значительных изменениях литодинамических условий в ходе образования подводной части пересыпи. Наличие среди отложений деформаций оплывания подтверждает, что подводное основание пересыпи имело довольно крутые склоны. Присутствие текстур каналов прорыва свидетельствует о том, что в последнюю фазу формирования подводная отмель почти достигла уровня моря и попала в сферу действия течений, связанных с водообменом между лагуной и морем. Образование самой верхней части отложений пересыпи, судя по ее характерной слоистости, происходило в условиях пляжа.

ж

ж

ж

Рассмотренные аккумулятивные террасы, бары, косы и пересыпи как большинство и других береговых аккумулятивных форм, под влиянием континентальных процессов обычно выколаживается. Уменьшаются высота осложняющих их поверхность береговых валов и уклоны склонов. Появляются эрозионные формы и ложбины дефляции, возникают торфяной, делювиальный, солифлюкционные покровы и другого рода образования. Однако, за редким исключением, все эти формы возрастом до 12.000 лет достаточно хорошо прослеживаются в надводной части побережий различных морей.

1.1.1.3. Подводный береговой склон

Подводный береговой склон характеризуется большим разнообразием мезо- и микроформ рельефа, связанных с деятельностью волн и течений. Значительная часть последних до сих пор изучена недостаточно. Нередко здесь встречаются также древние береговые образования и затопленные реликты форм субаэрального генезиса. В пределах подводного берегового склона аккумулятивных берегов выделяются две основные морфологически различные части — зона подводных песчаных валов и ложбин и зона относительно выровненного подводного берегового склона. У абразионных берегов, сложенных литифицированными породами или моренной, им соответствует зона бенча и подводная аккумулятивная терраса.

На аккумулятивных берегах к зоне подводных валов и ложбин приурочена полоса забурунивания волн. Нижнюю часть подводного склона (ниже рубежа первичного забурунивания волн) занимает зона относительно выровненного рельефа, поверхность которого имеет небольшие уклоны в сторону моря.

По многочисленным данным (Зенкович В.П., 1946, 1962; и др.), подтвержденным материалами исследований автора, подводный береговой склон является областью более или менее интенсивного осадко-

накопления. При этом в одних случаях накопление материала преобладает над размывом (аккумулятивные берега), а в других - наоборот (абразионные берега). У берегов стабильных (динамического равновесия) аккумуляция и размыв на подводном склоне как бы уравниваются.

Основным участком накопления материала на подводном склоне аккумулятивных берегов служит зона подводных валов и в значительно меньшей мере - нижняя часть подводного берегового склона, куда уносится материал, образующийся при перестройке профиля дна. Участки размыва на подводном склоне обычно прослеживаются по выходам пород коренного берега или полосам более грубого материала.

На абразионных берегах граница первичного забурунивания волн приближена к береговой черте, и зона размыва подводного берегового склона (бенча) иногда даже сливается с выходами размываемых пород на пляже.

Аккумуляция обломочного материала на таких берегах происходит в нижней части подводного берегового склона.

Зону размыва на подводном береговом склоне, однако, не следует смешивать просто с выходами пород коренного берега или древними затопленными прибрежно-морскими отложениями (береговыми формами), которые иногда наблюдаются в самой нижней части подводного берегового склона, между полосой развития современных песчаных и грубоалевритовых отложений и площадью распространения илистых осадков. Сохранность указанных образований в нижней части подводного берегового склона объясняется наличием здесь еще достаточно интенсивных волновых движений воды и течений, которые препятствуют осадению илов. Полоса развития древних отложений обычно появляется в местах, открытых для морского волнения, и имеет ширину до нескольких километров. У берегов таких крупных и беспокойных акваторий как Охотское море, древние прибрежно-мор-

ские отложения и связанные с ними формы рельефа прослеживаются на всем шельфе.

По данным материала буровых работ и сейсмоакустического профилирования, мощность современных осадков на подводном склоне небольшая - от долей до нескольких метров. Лишь в зоне развития подводных береговых валов она возрастает. Иногда увеличение мощности слоя современных осадков отмечается также в самой нижней части подводного берегового склона. В таком случае морфологически он заканчивается более или менее крутым свалом глубин. В верхней части подводного берегового склона распространен более грубозернистый материал, представленный мелко-, средне-, грубозернистыми песками, нередко с гравием и галькой. Для нижней части подводного берегового склона характерны тонкозернистые пески и грубый алеврит.

Различная морфология верхней и нижней частей подводного берегового склона позволяет предполагать наличие разных текстурных особенностей у развитых здесь осадков. Однако ввиду труднодоступности для наблюдений они до сих пор очень слабо изучены. Каждый новый материал по текстуре этих отложений представляет большой интерес.

Одно из наиболее детальных исследований в этой области провел Рейнек (Reineck H.E., 1963). С помощью специально сконструированного ящикообразного грейфера он отобрал ненарушенные и строго ориентированные образцы осадков размером 20x30x45 см из южной части Северного моря до глубин 40 м (подводного берегового склона) Остфризских островов и устьевых выносов рек Эльба, Везер и Яде).

В западной части изучавшегося района развит низменный берег, окаймленный островными барами - Остфризскими островами. Восточную часть занимают сходящиеся в сторону моря эстуарии рек

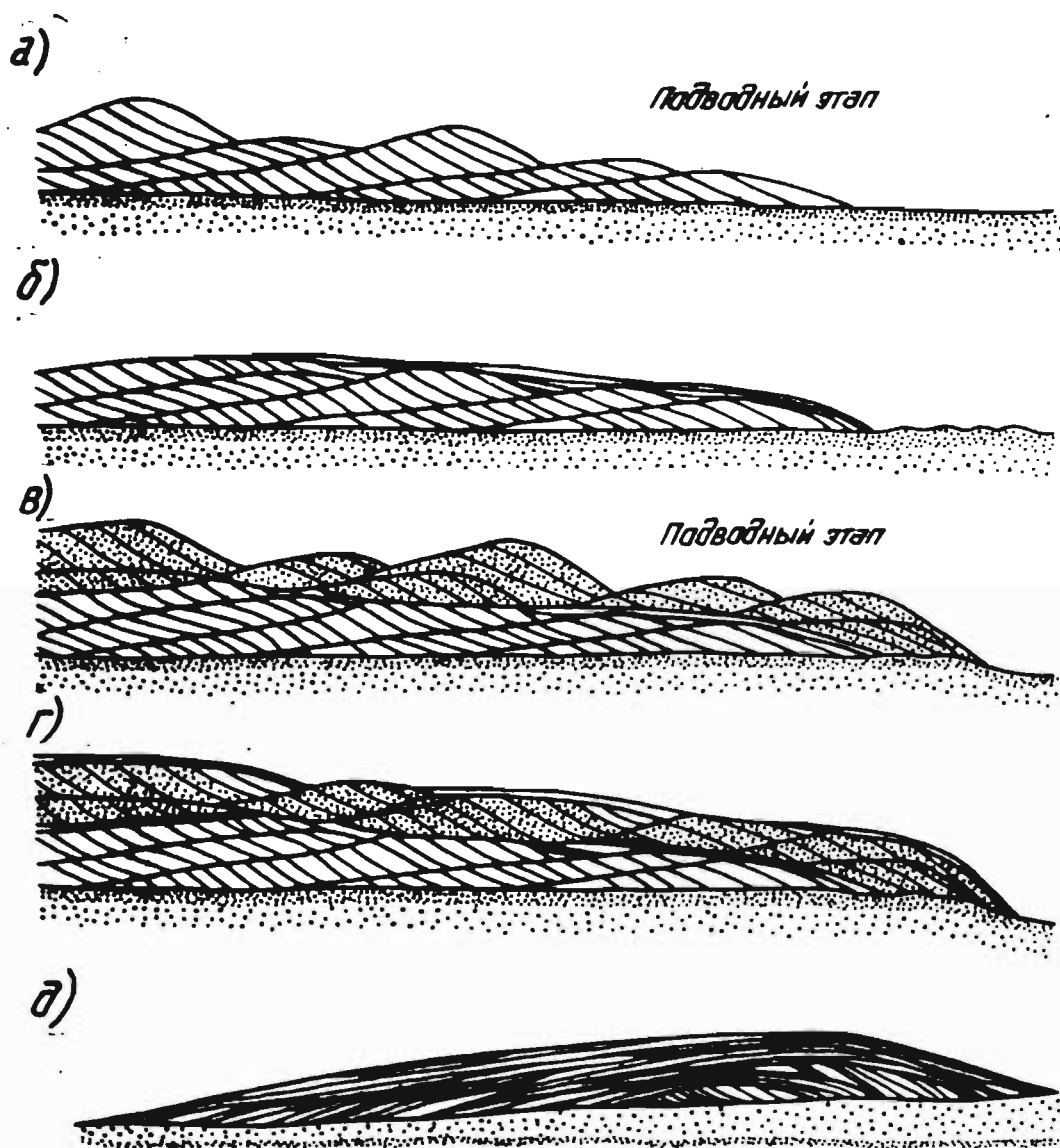


Рис.1.29. Формирование валов в приливно-отливной зоне (Reinesk H.E., 1963).

а - г - этапы роста валов; д - пляж полного профиля.

Яде, Везер и Эльба с низменными ваттовыми берегами. Приливно-отливные колебания уровня моря в районе достигают 3,6 м. На поперечном профиле остфризского берега выделяются приливно-отливная зона, зоны верхней и нижней частей подводного берегового склона.

Для приливно-отливной зоны характерно интенсивное перемещение материала на восток. В западной части каждого из островных баров средне- и мелкозернистый песок концентрируется в подводных валах, которые западными окончаниями подходят под острым углом к берегу. Эти валы отделяются друг от друга понижениями шириной до нескольких десятков метров. Высота валов 2 и более метров, длина от нескольких сот метров до километра. При перемещении песка в восточном направлении в эту же сторону движутся и валы (средняя скорость 406 м/год).

В поперечном разрезе валы состоят в основном из переслаивающихся различного размера серий косых слойков (Reineck H.E., 1963). Пачки, образуемые такими слойками, разделены поверхностями размыва, которые перекрываются маломощными прослоями с тонкой параллельной слоистостью (рис.1.29).

Пачки, состоящие из серий косых слойков, преимущественно падающих в сторону суши, создаются из материала, который выбрасывается на берег волнами во время приливов. Поверхности размыва между пачками слойков и залегающими на них маломощными прослоями песка формируются за счет размыва волнами косослоистых осадков при отливе.

На береговом склоне валов иногда возникает крупная косая слоистость, образовавшаяся при осыпании материала, перебрасываемого через вершину вала. В межваловых понижениях присутствуют главным образом косослоистые отложения. Для верхней части подводного берегового склона характерны пилообразные в плане валы, ориентированные перпендикулярно или косо к береговой черте. Эти

валы сложены среднезернистым мелким песком с раковинами моллюсков. Высота их около 2 м, длина 1000 м, а расстояния между ними до 600 м. Перед протоками между островными барами подводные валы образуют в плане дуги. На поверхности подводных валов в основном встречается средняя по мощности косая слоистость, обращенная как в сторону суши, так и в сторону моря. Аналогичная слоистость и в протоках. На остальной площади подводного берегового склона развита тонкая пологонаклонная, субгоризонтальная и мелкая косая слоистость. Средняя по мощности косая слоистость встречается лишь изредка.*)

На равнине, образуемой нижней частью подводного берегового склона, в основном распространены мелкие пески (средний диаметр 0,14-0,18 мм), для которых характерная мелкая косая, тонкая пологонаклонная и субгоризонтальная слоистость.

В эстуариях рек Яде и Везер наблюдаются обширные мели и протоки, отходящие под прямым углом от берега до глубины моря 10 м. Приливно-отливные течения имеют здесь большие скорости и формируют крупную и гигантскую рябь. Последняя характеризуется сложным переслаиванием серий косых слоев (Reineck Н.Е., 1963). На мелях встречается тонкая пологонаклонная, субгоризонтальная слоистость и слоистость мелкой ряби. Осадки на этом участке прибрежного мелководья изменяются в широком диапазоне - от крупнозернистых до тонкодисперсных. В верхних слоях береговой зоны (вблизи берега) встречается среднезернистый песок, в более глубоких - илистый песок и ил. В протоках распространены богатые ракушей крупно- и среднезернистые пески.

* Мелкая косая слоистость, или "слоистость мелкой ряби" (Reineck Н.Е., 1963), характеризуется высотой косых серий (ряби) < 2 см. Средняя косая слоистость, или "слоистость крупной ряби", имеет высоту косых серий (ряби) > 2 см. Длина серий косых слоев для мелкой косой слоистости < 20 см, для средней косой слоистости > 20 см. Форма слоев в большинстве случаев прямая и вогнутая в нижней части.

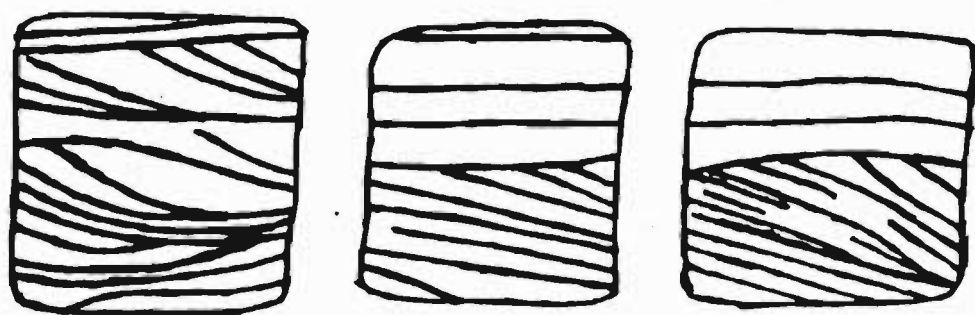


Рис.1.30. Текстура осадков в зоне подводных валов (Siebold E., 1963). Плоскость рисунка перпендикулярна простиранию валов.

Дейвидсоном-Эрноттом и Гринвудом (Davidson-Arnott R.G.D., Greenwood B., 1974) на побережье Нью-Брунсвика (Канада) изучалась слоистость отложений изредка появляющегося над поверхностью моря подводного берегового вала и окружающих его других форм рельефа прибрежья. Установлено, что валу, сложенному песчаным материалом, в самой верхней части присуща мелкая косая линзовидная слоистость, возникшая в результате перемещения рьяби течений. Основную же часть вала образует крупная серия косых слоев, которая наклонена в сторону суши и формируется при перемещении подводного вала к берегу.

В ложбине, расположенной между подводным валом и пляжем возникает мелкая косая линзовидная слоистость, в направлении моря погружающаяся под крупные косые серии бережистого края вала. В отложениях канала, выработанного стоковым течением, наблюдается средняя по мощности косая слоистость, образованная мегарябью. Косые слои здесь падают в сторону моря.

С помощью пластика и прибора для взятия образцов размером 20x28x48 см изучалась слоистость подводных валов Кильской бухты (Siebold E., 1963). Установлено, что валы образованы сериями прямых или вогнутых в нижней части слоев, которые падают в сторону суши и перекрыты маломощными пачками параллельных субгоризонтальных слоев (рис. 30).

В СССР слоистость отложений подводного склона Балтийского и Черного морей детально изучалась Ю.С.Долотовым с соавт. (Долотов Ю.С., Жаромский Р.Б., 1982; Долотов Ю.С. и др., 1982). По их данным, осадки нижней части подводного берегового склона в основном являются следствием деятельности различного рода течений, которыми материал транспортируется во взвешенном состоянии. Амплитуда деформаций рельефа в этой зоне достигает 1 м и более.

Поверхность дна нижней части подводного берегового склона

отличается наиболее однородным и мелким материалом высокой степени сортировки. На Балтийском море он характеризуется преобладающей фракцией 0,16–0,20 мм. Материал на нижней части подводного берегового склона, согласно данным указанных исследователей, перемещается в специфических микроформах рельефа – ассиметричных рифелях, ориентировка которых зависит от направления преобладающего волнения и течений. Поэтому падение слойков в рифельных текстурах может быть различным.

Захоронение рифелей становится возможным лишь при достаточно мощной аккумуляции осадочного материала, например в конце штормового цикла. Для строения толщи характерно расположение более крупных и тяжелых частиц внизу ритма. Подобно Фрейзеру и Хестеру (Fraser G.S., Hester N.S., 1977), Ю.С.Долотов с соавт. (1982) предполагает, что отложениям нижней части подводного берегового склона свойственна тонкая слоистость с малыми углами наклона слойков или горизонтальная – часто волнистая.

В самой мористой части нижней части подводного берегового склона, согласно Ю.С.Долотову (1989), наблюдается уменьшение содержания (в виде слойков) более крупного песчаного материала и возрастание числа слойков илистого материала. Часто обнаруживается интенсивная биогенная переработка осадков с формированием своеобразных биотурбационных текстур.

^{Бережистая}
Сужившая же часть нижней части подводного берегового склона отличается лунообразными мегарифелями. По мнению Ю.С.Долотова (1989) эти формы образовались в связи с переносом в сторону открытого моря осадочного материала отточными водами из зоны разрушения волн. Этот процесс осуществляется по каналам стока, которые неоднократно меняют свое положение в плане. В процессе формирования и перемещения этих мегарифелей образуется косая типичная слоистость с наклоном слойков в сторону моря.

К основным гидродинамическим факторам, формировавшим слоистость отложений верхней части подводного берегового склона, согласно Ю.С.Долотову и др. (1982), относятся интенсивные волновые колебательные движения воды в виде различных течений, связанных с волнением. Эта часть подводного берегового склона отличается максимальной амплитудой изменений рельефа (4 м и более), обуславливаемых перемещениями донных форм — подводных валов и ложбин. В поверхностных отложениях зоны преобладает фракция 0,25–0,315 мм.

Поверхность валов обычно покрыта мелкозернистым, довольно однородным материалом, в то время как в пределах подводных ложбин распространен разнообразный материал. На валах часто наблюдается разрушение или максимальная деформация волн. Ложбины же находятся под воздействием волновых вдольбереговых течений, нередко носящих характер руслового потока.

На мористых склонах и у вершин подводных валов отмечается формирование серии косых слабовыпуклых слойков с изменением направления и угла наклона на коротком расстоянии или сложная система слойков, местами с крутым наклоном. Эта слоистость формируется рифелями, типичными для верхней части подводного берегового склона в целом. Местами прослеживаются серии тонкозернистых отложений с малыми углами наклона слойков, образовавшиеся в ходе затухания волнения и перекрывающие сверху рифельные текстуры.

На береговых склонах валов (особенно расположенных ближе к урезу) формируются косослоистые серии с крутым падением слойков и изменением их направления (выпуклых или вогнутых очертаний). На дне ложбин наблюдаются рифельные текстуры.

Сложное строение у толщи прибрежного вала. На его мористом склоне формируется серия слойков с их пологим падением в сторо-

ну моря. Близ вершины и на береговом склоне слойки очень круто падают в сторону уреза. Такое же падение слойков характерно для дна приурезовой ложбины вблизи основания прибрежного вала. Ближе к урезу на дне ложбины наблюдаются серии слойков довольно грубого материала с незначительными углами наклона и изменениями направления падения.

Рассмотренные примеры слоистости отложений подводного берегового склона свидетельствуют о том, что последние характеризуются довольно разнообразными типами текстур, начиная от различного размера косых серий и кончая субгоризонтальной параллельной слоистостью. Широкий набор текстур соответствует верхней части подводного склона - зоне развития подводных валов, которая выделяется наиболее резкими изменениями гидрологического режима как во времени, так и по площади.

Так как основные изменения морфологии подводных валов происходят в штормовые периоды, когда в зоне бурунов возникают различного рода течения, доминирующими текстурами у этих форм, очевидно, являются серии косых слойков, могущие достигать довольно значительных размеров. Аналогичного размера косые серии с наклоном вдоль берега или в сторону моря, вероятно, образуются при штормах в отложениях межваловых ложбин и каналов течений прорыва. Мелкая линзовидная слоистость, слоистость ряби течения и субгоризонтальная слоистость среди осадков верхней части подводного берегового склона встречается реже. Такого рода слоистость возникает во время слабых волнений, когда перемещение обломочных частиц связано с перемещением различных форм микро-рельефа дна, а из толщ воды осаждаются наиболее мелкие частицы, взмученные при шторме.

Учитывая тонкозернистость материала и неспособность последнего создать формы мезорельефа дна типа подводных дюн, следует

полагать, что в отложениях нижней части подводного берегового склона основными текстурными элементами служат мелкая косая слоистость типа ряби течения, субгоризонтальная и параллельная пологонаклонная слоистость. Сочетание этих типов слоистости отражает изменения гидродинамики придонных вод. Косослоистые отложения накапливаются во время усиления и кульминации волнений, а субгоризонтальные и пологонаклонные - при их затухании. Некоторым доказательством этого может служить наблюдение над микрорельефом нижней части подводного берегового склона Аральского моря, который ввиду необычайной прозрачности воды хорошо просматривается даже до глубин более 10 м. Здесь, например в районе пос. Куланды, грубый алеврит и тонкозернистый песок в тихую погоду покрывают подводный береговой склон сплошным плащом с исключительно выровненной поверхностью. На ровном дне какие-либо микроформы типа ряби течения или волнения не наблюдаются.

х

х

х

Осадки подводного берегового склона и связанные с ними формы рельефа весьма неустойчивы во времени. Особенно существенное влияние оказывает на них колебание уровня моря. Как наблюдалось на побережьях Каспийского (Леонтьев О.К., 1949) и Аральского (Вейнбергс И.Г., Вейнберга А.Ф., 1982) морей, даже при быстром понижении уровня моря происходит интенсивный выброс материала с подводного берегового склона на берег. Этот материал концентрируется в виде пляжей полного профиля. На подводном береговом склоне возникает значительный дефицит наносов. На больших площадях подводного склона образуется оголенная поверхность коренных пород.

В аридных условиях пляжи полного профиля обычно выравниваются эоловыми процессами. В других климатических условиях они сохра-

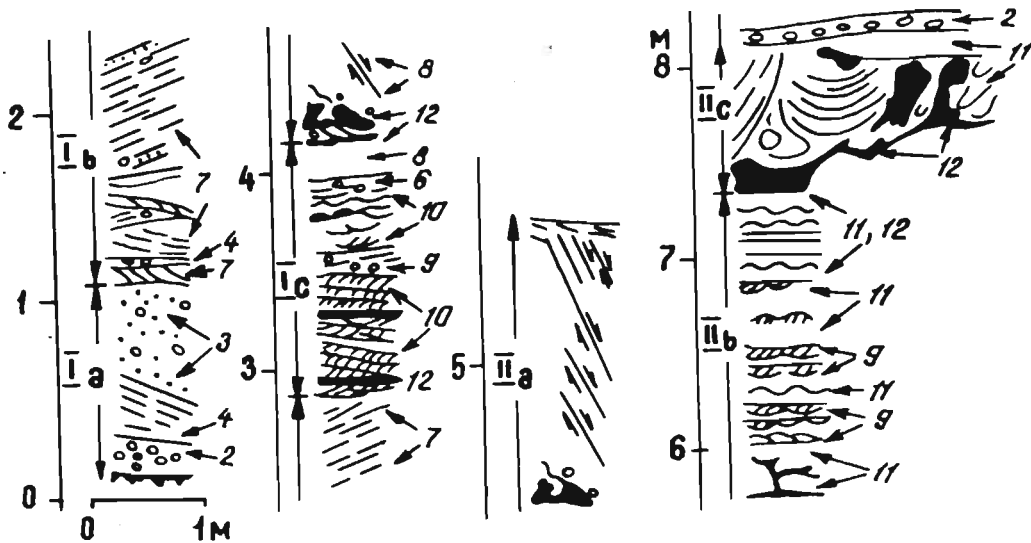


Рис. 31. Слоистость отложений Балтийского ледникового озера латвийского побережья у нас.п.Лабрагс: I-отложения стадии *Vgl* I; II-отложения стадии *Vgl* II; I - моренный суглинок; 2 - галька; 3 - галька с гравием; 4 - гравий с галькой; 5 - песок разнозернистый с гравием; 6 - песок среднезернистый; 7 - песок мелко- и среднезернистый; 8 - песок мелкозернистый; 9 - песок тонкозернистый; 10 - песок тонкозернистый, грубый алеврит; II грубый алеврит; 12 - глинистый алеврит.

няются, образуя береговые валы.

При трансгрессии моря (или опускания суши) профиль подводного берегового склона перестраивается менее интенсивно. В основном преобразуется верхняя часть склона (уничтожаются подводные валы), в то время как образования нижней части, быстро выходя из сферы волнового воздействия, сохраняются довольно длительно. Хорошим примером в этом отношении могут служить песчаные и алевритовые отложения трансгрессивных стадий *Bgl I* и *Bgl II* Балтийского ледникового озера с мелкой линзовидной и горизонтальной слоистостью (рис. ^{1.34} I с и II в, с); они наблюдаются в глубоком понижении поверхности коренного основания побережья у нас.п. Лабрагс (Вейнбергс И.Г. и др., 1980). Эти отложения образовались около 12000–11000 лет назад.

1.1.1.4. Береговые золотые аккумулятивные формы

Береговые золотые аккумулятивные формы возникают в результате накопления песка, сдуваемого ветром с пляжа или полосы осушки, и характеризуются мелкозернистым составом и высокой степенью сортировки песчаных частиц. Лишь в условиях очень сильных морских ветров, например на побережье Аральского моря, в золотых отложениях встречаются гравий и даже небольшая галька. По В.К.Гуделису (1957), ветропесчаные потоки на морских побережьях, как и волновые вдольбереговые потоки наносов, имеют определенную структуру и могут быть охарактеризованы такими параметрами, как емкость, мощность и насыщенность. Мощность ветропесчаных потоков невелика. До 90 % песчаных частиц переносится в слое 10–20 см от поверхности земли.

При наличии растительности обычными формами золотой аккумуляции на морском берегу являются эмбриональные холмики названной аккумуляции, авандоны, перемещенные и неперемещенные дюны

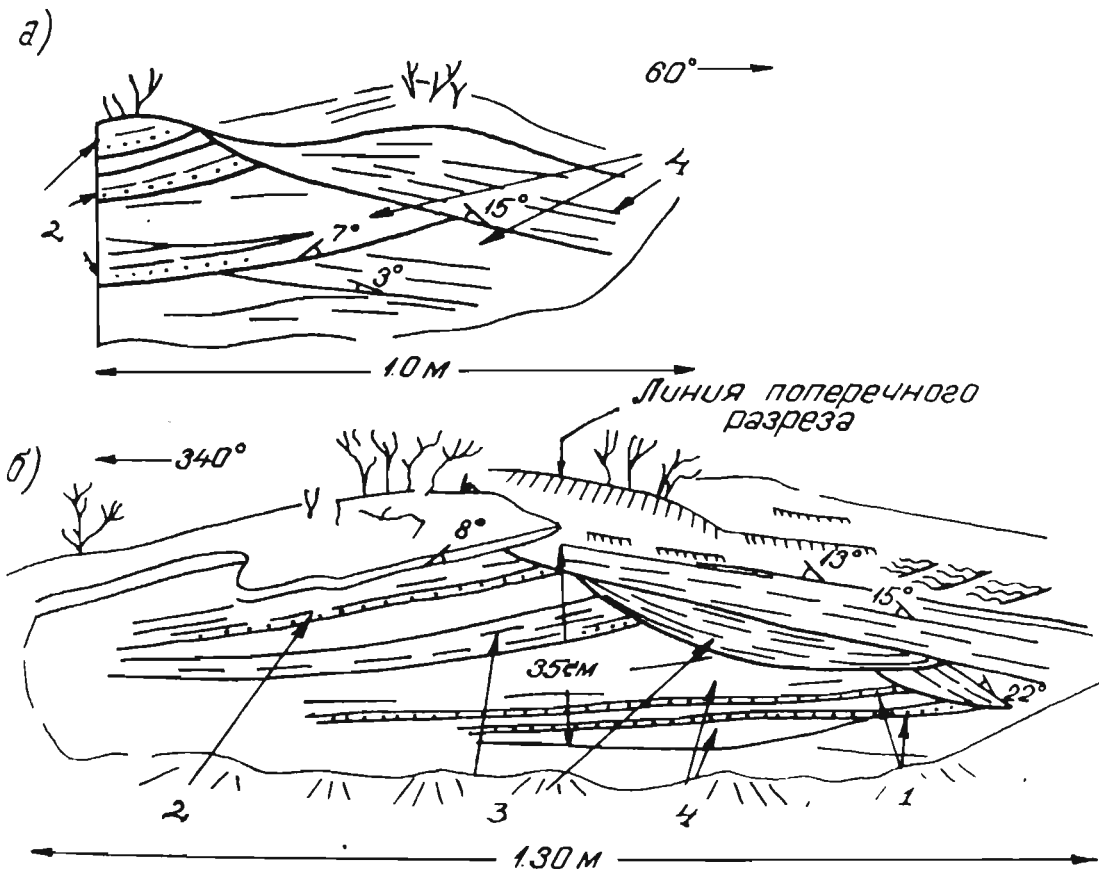


Рис.1.32. Строение эмбриональных холмиков эоловой аккумуляции на побережье Аральского моря в районе косы Тигровый Хвост: а - поперечный разрез; б - продольный. 1 - песок разнозернистый; 2 - песок средне и крупнозернистый; 3 - песок среднезернистый; 4 - песок мелкозернистый.

(Ульст В.Г., 1957). При отсутствии растительности на морских берегах формируются барханы (Вейнбергс И.Г., 1976б).

Эмбриональные холмики эоловой аккумуляции представляют собой скопления песка вдоль верхней границы пляжа, которые возникают у небольших препятствий в виде пучков травы или кустарника. Высота холмиков до нескольких дециметров, реже до 1 м. В плане они округлые, вытянутые или неправильных очертаний. Длина и ширина их также измеряются дециметрами или первыми метрами. В.Г.Ульст (1957) отмечает, что для внутреннего строения этих форм характерны концентрически налегающие друг на друга серии волнисто-изогнутых слоев.

Автором эмбриональные холмики эоловой аккумуляции изучались в 1970 году на побережье Аральского моря, где они широко были развиты в верхней части осушки образовавшейся после понижения уровня моря. В различных разрезах песчаных холмиков повсеместно наблюдалось несколько перекрещивающихся косых серий, образованных прямыми или вогнутыми в нижней части слоями. Серии косых слоев наклонены в различных направлениях от центральной части холмиков под углами от несколько до 22° . Материал отдельных слоев значительно различается по крупности (рис.1.32).

Такая особенность слоистости эмбриональных холмиков эоловой аккумуляции песка свидетельствует о том, что они интенсивнее всего росли в средней части, в непосредственной близости от пучков травы и стеблей кустарника. В формировании холмиков наряду с ветрами со стороны моря существенную роль играли также ветры со стороны суши.

А в а н д ю н ы - это песчаные валообразные формы с одинаковой крутизной склонов, которые образуются у верхней границы пляжа за счет сдуваемого с его поверхности сухого песчаного материала. Высота их до нескольких метров при ширине 5-6 м, но иногда дости-

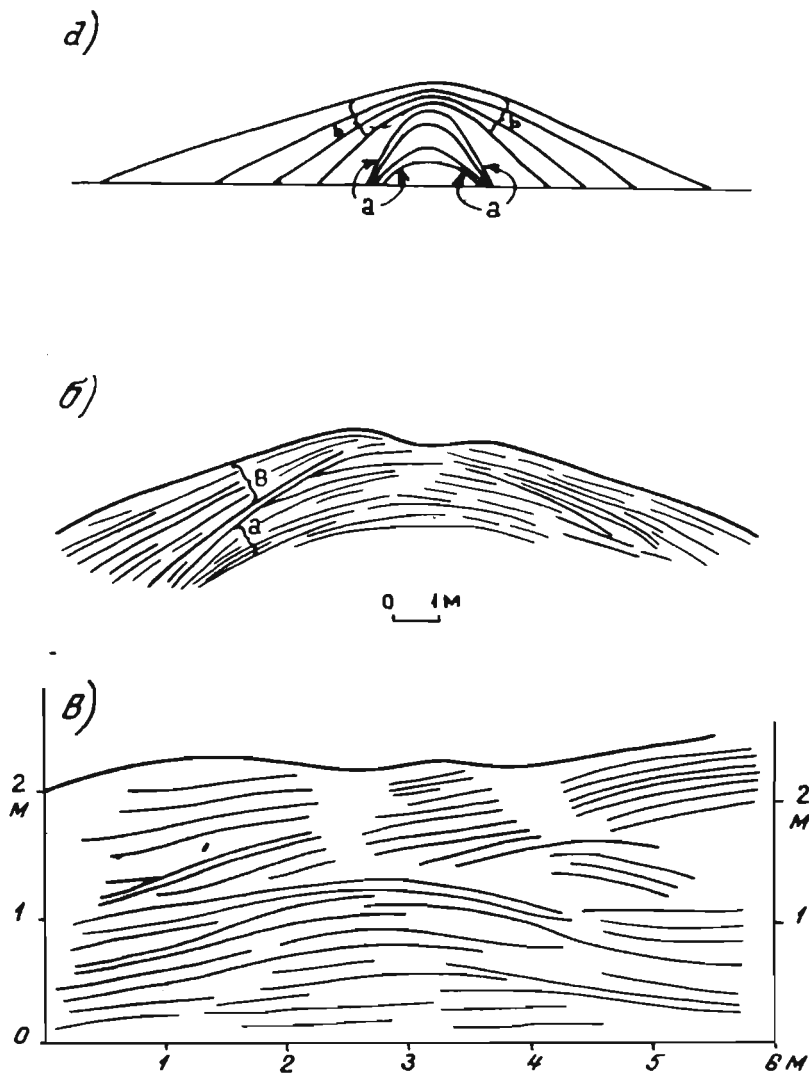


Рис.1.33. Принципиальная схема строения авандюны
(Ульст В.Г., 1957).

а - схема роста авандюны; б - слоистость поперечного разреза авандюны у порта Скулте; в - частичный продольный разрез авандюны южнее ст. Вецаки.

гает 8 и более метров. В случае подмыва наветренного склона авантюны прибойным потоком ее профиль в течение какого-то времени асимметричен. На берегах, находящихся в относительно стабильном состоянии или подверженных периодичным размывом, авантюны во время экстремальных штормов могут быть полностью уничтожены.

На основании результатов изучения слоистости В.Г.Ульстом (1957) предложена схема формирования авантюны, принятая впоследствии рядом исследователей (Зенкович В.П., 1962; Леонтьев О.К., 1961; Ботвинкина Л.Н., 1962, 1965). Согласно этой схеме, авантюны в своем развитии проходят два этапа. На первом из них образуется как бы "ядро" авантюны и она нарастает главным образом в высоту, что отражают характерные серии слоев, изогнутые в сторону средней, сводовой части и резко сужающихся, к основанию авантюны (рис. 33, а). В течение второго этапа авантюна нарастает преимущественно в ширину. Образующиеся при этом серии слоев, изогнутых в сводовой части, по мере приближения к подошве авантюны расходятся (рис. 33, в).

Выводы В.Г.Ульста (1957) базируются только на материале изучения побережья вершины Рижского залива. Поэтому представляет интерес, насколько они применимы для авантюны на побережьях с другими физико-географическими условиями.

На побережье Арала в 1969-1970 гг., в связи с понижением уровня моря на 1,5 м, создались благоприятные условия для интенсивного развития эоловых процессов. На обнажившейся осушке оказалось большое количество не закрепленного растительностью сухого песка. Последний быстро перевеивался в авантюны у верхней границы бывшего пляжа, где появилась первая растительность в виде редких пучков травы и кустарника (Вейнберг И.Г., 1976, б).

В канаве, вскрывшей центральную часть и бережистый склон авантюны в районе Карасорской низменности (на юге о-ва Кокарал),

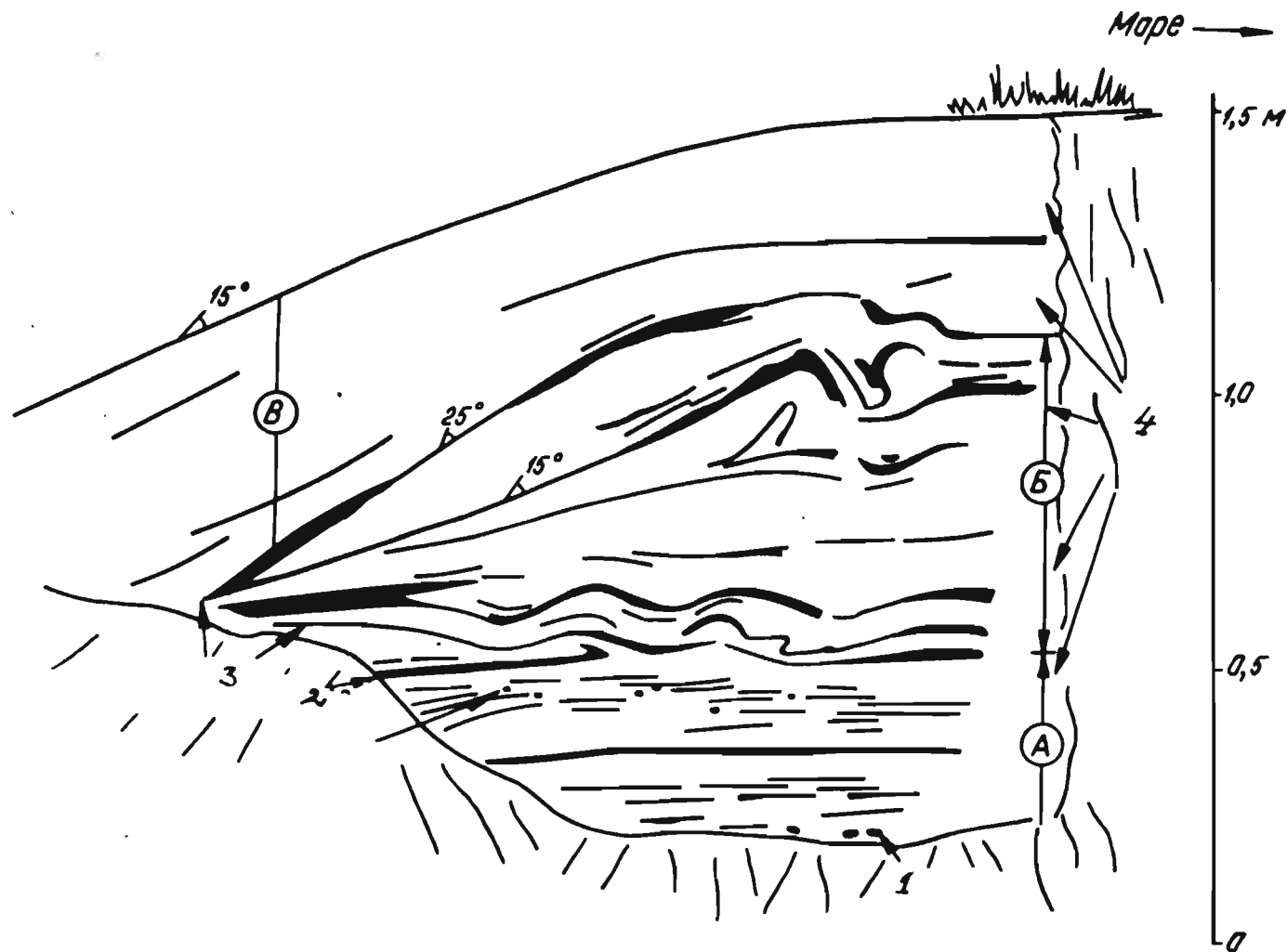


Рис. 34. Фрагмент внутреннего строения авантюны на юге острова Кокарал, аральское побережье: 1—мелкая галька; 2—зерна мелкого гравия; 3—концентрат тяжелых минералов; 4—песок мелкозернистый.

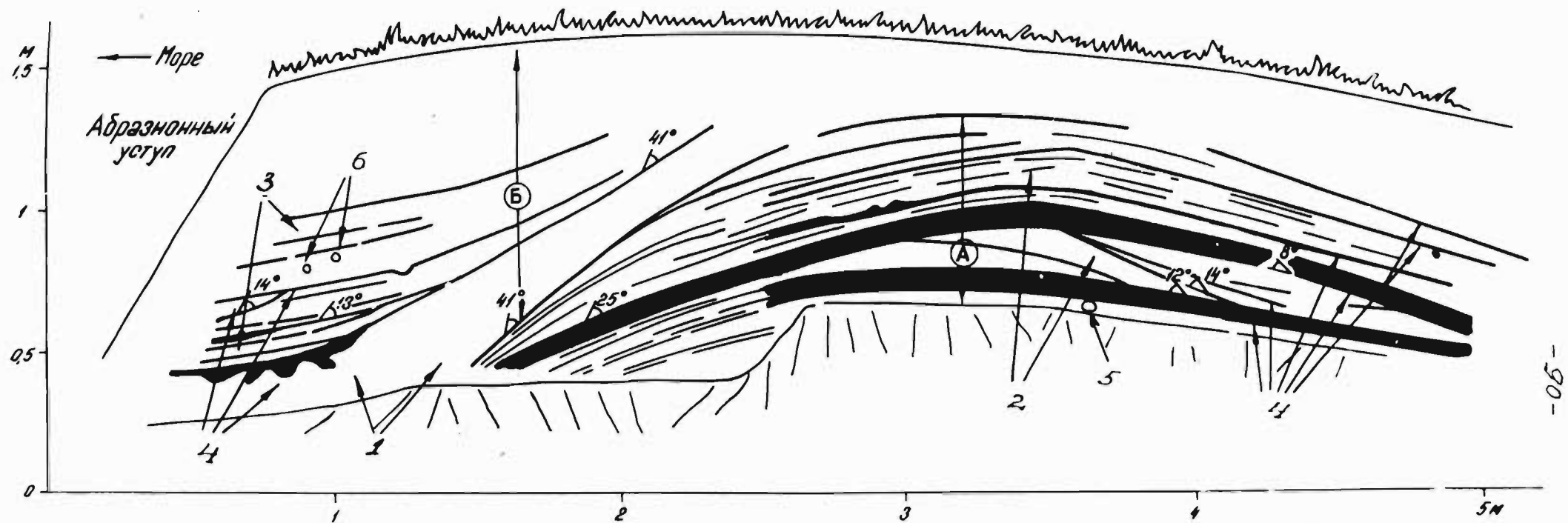


Рис.135. Внутреннее строение авандюны севернее мыса Туририв на Чаунской губе Восточно-Сибирского моря. 1 - песок среднезернистый; 2 - песок средне- и мелкозернистый; 3 - песок мелкозернистый; 4 - шлик темноцветных тяжелых минералов; 5 - древесина; 6 - растительные остатки.

можно было видеть, что пески авантюны залегают на относительно ровной поверхности пляжевых отложений, образованных песком с примесью мелкой гальки и гравия (рис. 1.34, А). В цоколе авантюны выделяется пачка мелкозернистого песка, значительно обогащенного темноцветными тяжелыми минералами (рис. 1.34, Б); в нижней части она характеризуется волнистой субгоризонтальной слоистостью. Выше пачки слойков, "подчеркнутые" шликом тяжелых минералов, изгибаются к вершине авантюны. Одновременно они расширяются и деформируются мелкими складками оползания. В направлении к бережистому склону слойки в сериях постепенно сходятся.

Ядро авантюны перекрывает пачка очень однородного светлого кварцевого песка (В) без четко выраженной слоистости. Наибольшей мощности она достигает на склоне формы, в то время как в сторону вершины ее мощность уменьшается.

В качестве другого примера можно привести строение авантюны на восточном побережье Чаунской губы Восточно-Сибирского моря севернее мыса Туририв. Поросшая редкой травой авантюна высотой до 1,5 м, шириной около 7 м и длиной несколько более 1 км прослеживается здесь вдоль бережистого края песчаного пляжа, который сопутствует периодически появляющейся осушке.

В поперечном разрезе авантюны, вскрытом в овраге, выявлены две пачки песчаных отложений. Нижнюю из них в ядре авантюны образуют изогнутые к ее вершине слойки средне- и мелкозернистого песка со значительным содержанием темноцветных минералов (рис. 1.35, А). К основанию обоих склонов авантюны слойки, "подчеркнутые" тяжелыми минералами, плавно сходятся.

Верхняя пачка вскрыта оврагом лишь на мористом склоне и в вершине авантюны. Она также образована сериями слойков, "подчеркнутых" тяжелыми минералами и изогнутых к вершине авантюны. В отличие от нижней у верхней пачки слойки в сериях в направлении к

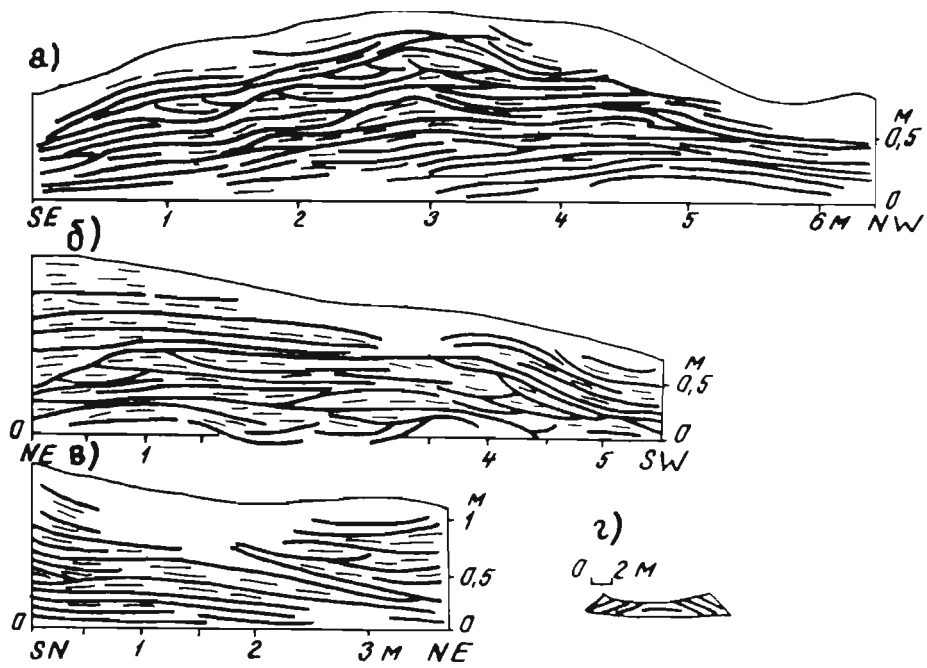


Рис.136. Внутреннее строение авантюны побережья Бразилии (Бигарелла Дж., 1974): а - поперечный разрез авантюны в нас.п. Ипанема; б, в - продольные разрезы этой авантюны; г - поперечный разрез небольшой авантюны в Барра-ду-Сул.

подошве авантюны расходятся. Местами слоистость нарушена небольшими пластическими деформациями, вызванными оползанием материала.

Даже по неполным разрезам рассмотренных авантюн можно заключить, что их строение аналогично таковому у авантюн на побережье Рижского залива (Ульст В.Г., 1957). Их образование проходило в два этапа: первый в основном связан с нарастанием авантюн в высоту, а второй - главным образом с ростом склоновых частей авантюн, т.е. в ширину. Не отмечавшейся ранее особенностью авантюн является содержание в песках значительного количества тяжелых минералов и наличие складок оползания.

Сходные особенности внутреннего строения авантюны для побережья Южной Бразилии (районы Ипанема и Санта-Катарина) приводятся также Дж.Бигареллой (1974). Как видно из рис.1.36, для поперечного разреза авантюны характерны изогнутые кверху серии слойков. В нижней и средней частях разреза авантюны (а) мощность изогнутых серий в большинстве случаев возрастает в направлении к вершине, а в верхней части (б) - к основанию авантюны.

В отличие от рассмотренных выше авантюны, описанная Д.Бигареллой, образована значительным количеством изогнутых серий слойков, которые обычно прослеживаются на протяжении до 1 м, а не по всему поперечному разрезу. Создается впечатление, что рост авантюны происходил не за счет неравномерного накопления песка на ее поверхности, а в результате последовательного захоронения ряда небольших холмиков эмбриональной эоловой аккумуляции песчаного материала.

Небольшая авантюна у Барраду-Сул, по Дж.Бигарелле, в полученном разрезе построена исключительно изогнутыми кверху сериями слойков, которые сходятся в направлении к ее подошве (см.рис.⁴36,г). Очевидно, в данном случае образование авантюны еще не завершилось. Сформировалось лишь ее ядро, и в дальнейшем она будет нарастать в

основном в ширину.

Береговые дюны. Среди береговых дюн, широко распространенных на отмелях берегах морей различных климатических зон, можно выделить две разновидности - неперемещенные и перемещенные с места своего первоначального образования. Морфология, внутреннее строение и генезис этих форм хорошо описаны В.Г.Ульстом (1957) и Дж.Бигареллой (1974).

х х

х

Из рассмотренных береговых эоловых аккумулятивных форм наименее устойчивы эмбриональные холмики эоловой аккумуляции. В условиях стабильного уровня моря (например, на латвийском побережье) они формируются главным образом летом вдоль верхней границы пляжа, а при осенних штормах разрушаются прибойным потоком. На берегах Аральского моря с прогрессирующим понижением уровня моря эти формы часто не затрагиваются волнами, но их жизнь ограничивается продолжительностью существования кустов растительности, вокруг которых они формируются. В ископаемом состоянии, в толщах более крупных эоловых форм, отложения холмиков-кос встречаются довольно часто. Очевидно, эти зачаточные формы развивались выше уровня штормовых нагонов воды и были захоронены отложениями более крупных форм эоловой аккумуляции.

Сохранность других береговых эоловых аккумулятивных форм в значительной мере зависит от скорости их закрепления растительностью, развития почвенного покрова и ряда других причин. Даже в условиях аридного побережья Аральского моря (в частности, в пределах западной части Куландского п-ова) непосредственно над бровкой древних абразионных уступов Древнеаральского моря наблюдаются неперемещенные дюнные ряды со сплошным покровом травяной

растительности и хорошо развитой пустынной почвой.

Немаловажна также продолжительность связи эоловых аккумулятивных форм с источниками питания. Например, на берегах Арала обширная песчаная осушка, возникшая 1,5 метрового понижения уровня моря, в 1969-1970 гг. служила источником питания активно нараставших авантюн. Однако к этому времени на некоторых участках запасы песчаного материала на осушке были исчерпаны и началась деградация авантюны. Между крупными кустами тамариска и саксаула образовались прорывы авантюны, и ее материал транспортировался в сторону суши, формируя различной морфологии эоловые холмы или примерно равномерный слой на поверхности побережья. В 1976-1977 гг. процесс деградации авантюны охватил уже почти все побережье (Вейнбергс И.Г., Вейнберга А.Ф., 1982).

Остатки деградировавших авантюн широко распространены на побережье Европейского Севера. В окрестностях пос. Дресвянка на юго-восточном побережье Печорской губы, на участке устьев р. Двойник - р. Дресвянка, выделяется выработанный в песчано-алевритистые лимногляциальные отложения, морену и торфяные отложения современный абразионный уступ (высота до 3 м) юго-западно-северо-восточной ориентации. Обои концами абразионный уступ сопряжен с небольшими галечно-песчаными косами длиной более 1 км.

Современный пляж шириной до 30 м как на абразионном, так и аккумулятивных участках образован песком с примесью гравия и гальки. Во время отлива мористее пляжа появляется плоская песчаная осушка шириной в несколько десятков метров.

Авантюна высотой первых метров наблюдается на корневой части Двойничной косы и на бровке уступа прилегающей части абразионного участка. Она характеризуется симметричными склонами и закреплена травяной растительностью. Наличие на авантуне местами покровов рыхлого песка указывает на то, что она растет и в настоящее время.

В направлении на северо-восток, вглубь абразионного участка, аванюна постепенно распадается, пока не превращается в полосу небольших эоловых холмиков и впадин дефляции шириной до нескольких десятков метров. По-видимому, в настоящее время здесь по каким-то причинам сократилось поступление песчаного эолового материала и деградация аванюны достигла больших масштабов.

Своеобразные формы деградации аванюны отмечаются в восточной части острова Колгуев. На поверхности отмерших песчаных береговых валов через расстояния в несколько десятков метров встречаются поросшие злаковыми песчаные, изометричной формы куполообразные эоловые холмы высотой до 3 м. Так как эти холмы расположены строгими рядами, субпараллельными берегу, можно предполагать, что они являются остатками деградировавших аванюн. Изометричная форма холмов указывает на то, что они формировались в результате геологической деятельности морских ветров и ветров других направлений.

На латвийском побережье, где аванюны широко развиты на участках наиболее интенсивного нарастания берега, наблюдается их переход в "ископаемое" состояние, в то время как на участках транзита наносов (динамического равновесия) при экстремальных штормах они полностью размываются. В частности, такой размыв на значительном протяжении берега произошел во время шторма 1967 г. (Шуйский Д.Д., 1969).

В сохранности неперемещенных и перемещенных дон большую роль играет растительный покров. Например, среди береговых донных образований Балтийского ледникового озера на латвийском побережье, которые формировались в суровых субарктических условиях, относительно больше перемещенных дон, чем на берегах Анцилового озера и Литоринового моря с несравненно более мягкими климатическими условиями.

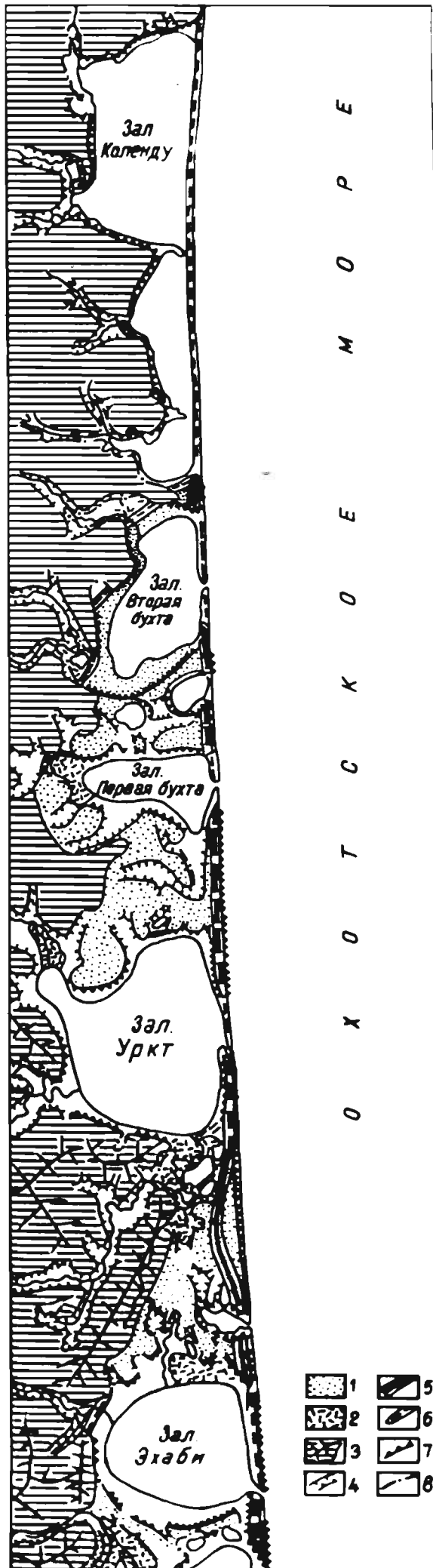


Рис.1.37. Схема одного из участков северо-востока острова Сахалина в районе г.Оха: 1-песчаная равнина побережья; 2-болота; 3-коренной берег; 4-долины и овраги; 5-древний охинский бар; 6-голоценовые пересыпи; 7-абразионные уступы; 8-берег, слабо выраженный в рельефе.

1.1.2. Морфологически нечетко выраженные береговые образования (Сахалинский тип)

Морфологически нечетко выраженные береговые образования встречаются как среди затопленных, так и приподнятых над уровнем моря древних берегов. На суше в большинстве случаев их возраст колеблется от нескольких десятков тысяч до 12000 лет, а у расположенных ниже уровня моря — от свежего затопления до нескольких десятков тысяч лет.

В отличие от хорошо сохранившихся рассматриваемые береговые образования утратили под влиянием денудации характерные особенности микрорельефа, а во многих случаях и основные черты своего первоначального морфологического облика. Небольшие по размеру береговые образования указанного выше возраста, сложенные неустойчивыми к денудации породами, обычно преобразуются до неузнаваемости или полностью уничтожаются.

1.1.2.1. Приподнятые над уровнем моря абразионные и аккумулятивные формы

Характерным примером нечетко выраженных в рельефе абразионных и береговых аккумулятивных форм могут служить многие участки побережья Сахалина и Чаунской губы Восточно-Сибирского моря.

На северо-востоке острова Сахалин, в районе г. Оха, расположен древний бар, возникший более 37 800 лет назад (Вейнбергс И.Г. и др., 1976 а). В рельефе он прослеживается в виде слабовыраженного вала с очень пологими и ровными склонами, вытянутого в субмеридиональном направлении (рис.1.37), а на крупномасштабных топографических картах выделяется характерной конфигурацией сближенных горизонталей. Поверхность бара деформирована пологими куполообразными складками, возникшими в результате неотектонических движений. Местами древний бар прорван протоками, соединяющими с

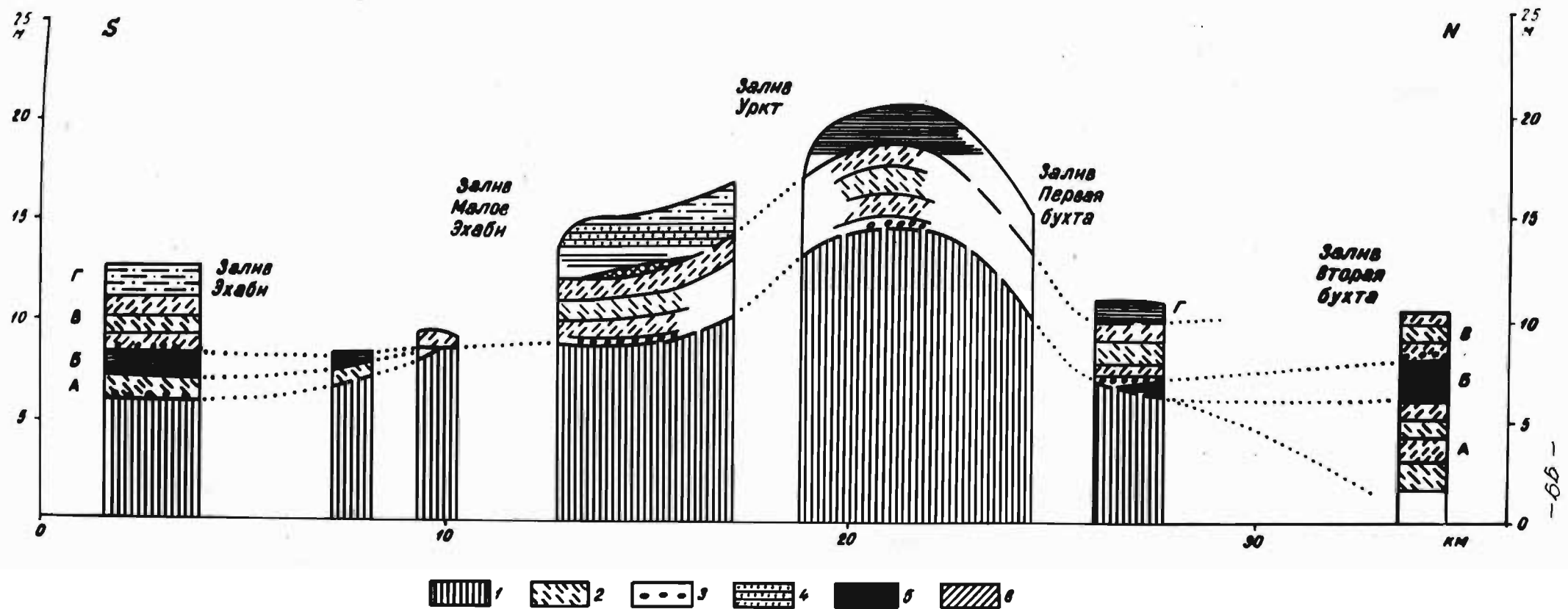
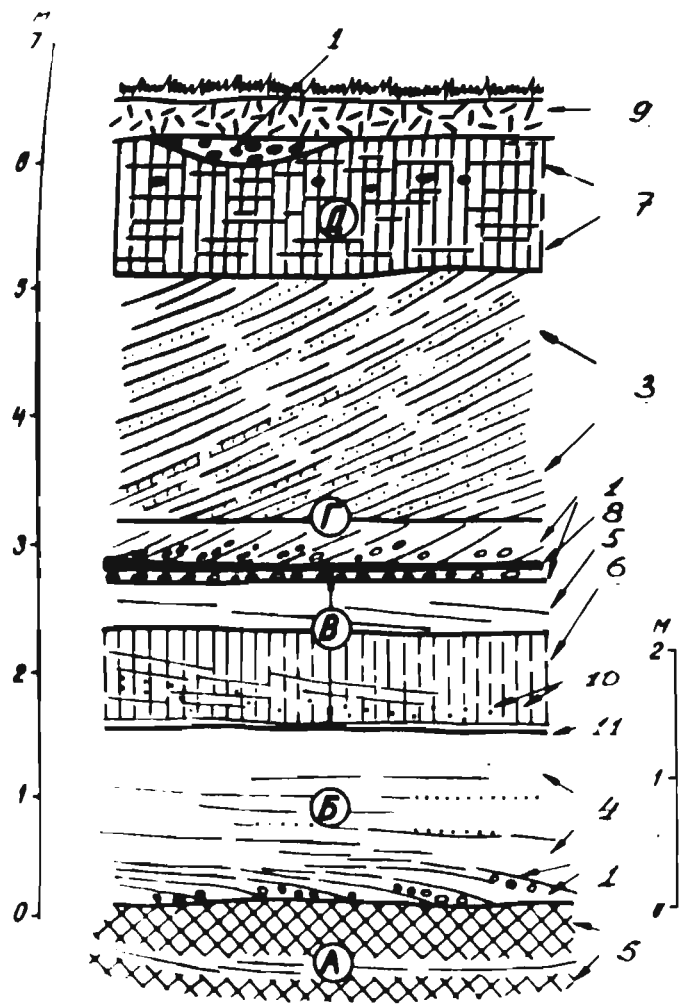
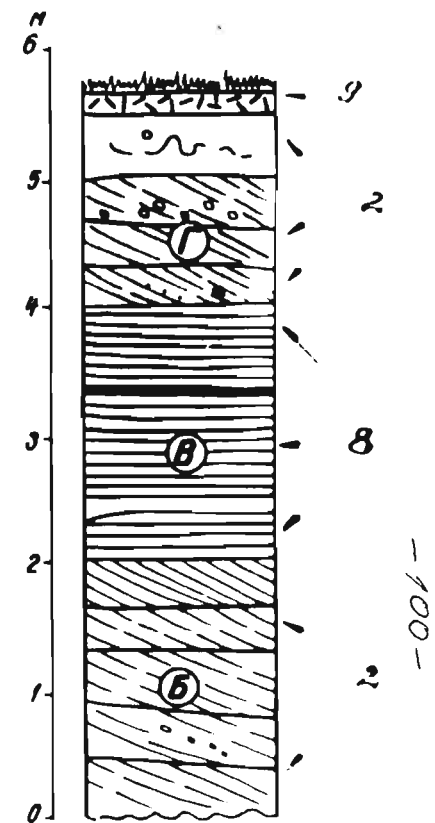
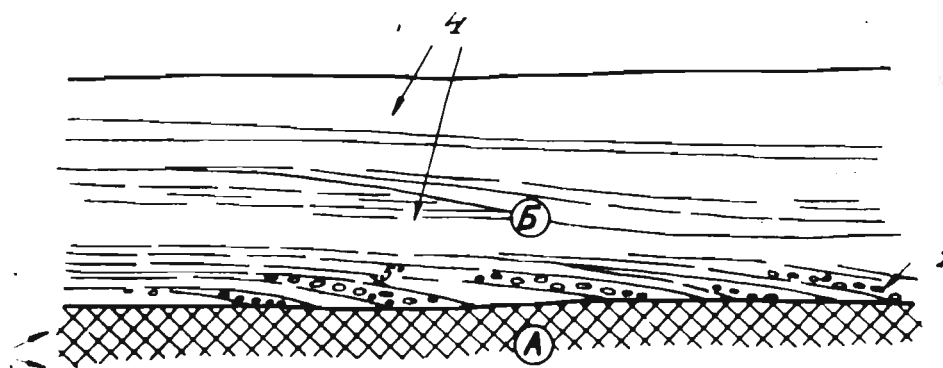


Рис.1.38. Внутреннее строение Охинского древнего бара: 1-коренные породы - нутовская свита; 2-косослоистые пески; 3-галечные отложения; 4-тонкозернистые пески и супесь; 5-алевриты и глины; 6-торф.



А-коренные породы - нутовская свита; Б - погребенные прибрежно-морские отложения; В - лагунные отложения; Г - прибрежно-морские отложения Охинского бара; Д - Эоловые отложения. 1 - галька; 2 - песок разномерный с галькой; 3 - песок разномерный; 4 - песок мелко- и среднезерный; 5 - песок мелко- и тонкозерный; 6 - песок глинистый; 7 - супесь; 8 - глинистый алеврит; 9 - торф; 10 - органика; 11 - глина.



-100-

Рис.1.39. Детали внутреннего строения Охинского бара.

морем мелководные заливы (Уркт, Эхаби и др.). В продольных и поперечных разрезах бара, которые вскрываются в обрывах современного берега и крутых бортах оврагов, видно, что он сложен песчано-гравийными отложениями мощностью до нескольких метров (рис. 1.38, 1.39).

У северного и южного окончаний бара, опущенных вследствие неотектонических движений, песчано-гравийный слой подстилается лагунными отложениями в виде глины и глинистого алевролита с примазками органики. Ниже снова обнажаются песчано-гравийные отложения прибрежно-морского генезиса, залегающие непосредственно на песках и глинах нутовской свиты плиоцена.

Для песчано-гравийных отложений бара и такого же по составу материала, залегающего под слоем лагунных осадков, характерны субпараллельные серии прямых или несколько, вогнутых в нижней части слойков мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1 м и более (см. рис. 1.39 Б). В нижнем слое песчано-гравийных прибрежно-морских отложений встречаются также пологонакопленная и косая выпуклая слоистость. Лагунные отложения горизонтальнослоистые или имеют едва заметную пологонаклонную слоистость. Местами встречаются прослой тонко- и мелкозернистого песка, в верхней части иногда со слойками гальки.

Пачка пляжевых отложений на поверхности бара не сохранилась, и он перекрыт плащом древних эоловых отложений, представленных параллельно-слоистыми алевролитами, супесями и тонкозернистыми песками мощностью до 3 м. Эоловые отложения, в свою очередь, покрыты слоями неразложившегося торфа мощностью до нескольких дециметров. На границе эоловых отложений и торфа встречаются линзы галечного материала.

Согласно рассмотренным особенностям строения, Охинский бар образовался на месте ранее существовавшей береговой аккумулятив-

ной формы в приурезовой полосе дна, о чем свидетельствуют крутопадающие косые слои. Залегающие выше лагунные отложения отмечают небольшую регрессию моря перед формированием Охинского бара. Толща образующих его отложений в основном возникла в водподных условиях в процессе захоронения галечно-гравийных подводных валов с крутыми бережистыми склонами. Высота валов, судя по мощности косослоистых серий, редко превышала 1 м.

В районе Чаунской губы нечетко выраженные береговые образования относятся к каргинскому времени и имеют возраст около 34000 лет. На южном побережье губы, между устьями рек Ольвергыргаам и Пучувеем, сохранился участок абразионной равнины Каргинского моря шириной до нескольких километров, со стороны суши ограниченный абразионным уступом высотой более 10 м. Как равнина, так и абразионный уступ выработаны в рыхлых континентальных отложениях Южно-Чаунской низменности и покрыты лессовидными суглинками мощностью до нескольких метров. Под влиянием мерзлотных процессов абразионная равнина приобрела волнистую поверхность и повсеместно избородчена глубокими термокарстовыми впадинами диаметром до нескольких сот метров. Последние занимают более 30 % ее площади. На небольшом расстоянии от абразионного уступа в равнину врезана речная долина, которая во время штормовых нагонов затопляется морскими водами.

Возраст древесины из торфяных отложений одной из термокарстовых впадин этого района 4300 ± 140 лет. Однако термокарстовые процессы на каргинской равнине начались гораздо раньше: абсолютный возраст торфа из верхней части осадков термокарстовой впадины у гостиницы "Кремянка" ^{по нашим данным} 12.231 ± 430 лет, а в районе устья р. Теркууль даже более 17000 лет.

Древний абразионный уступ в плане слабо извилистый. Его склон выположен и имеет углы наклона 15-25°. Местами абразионный

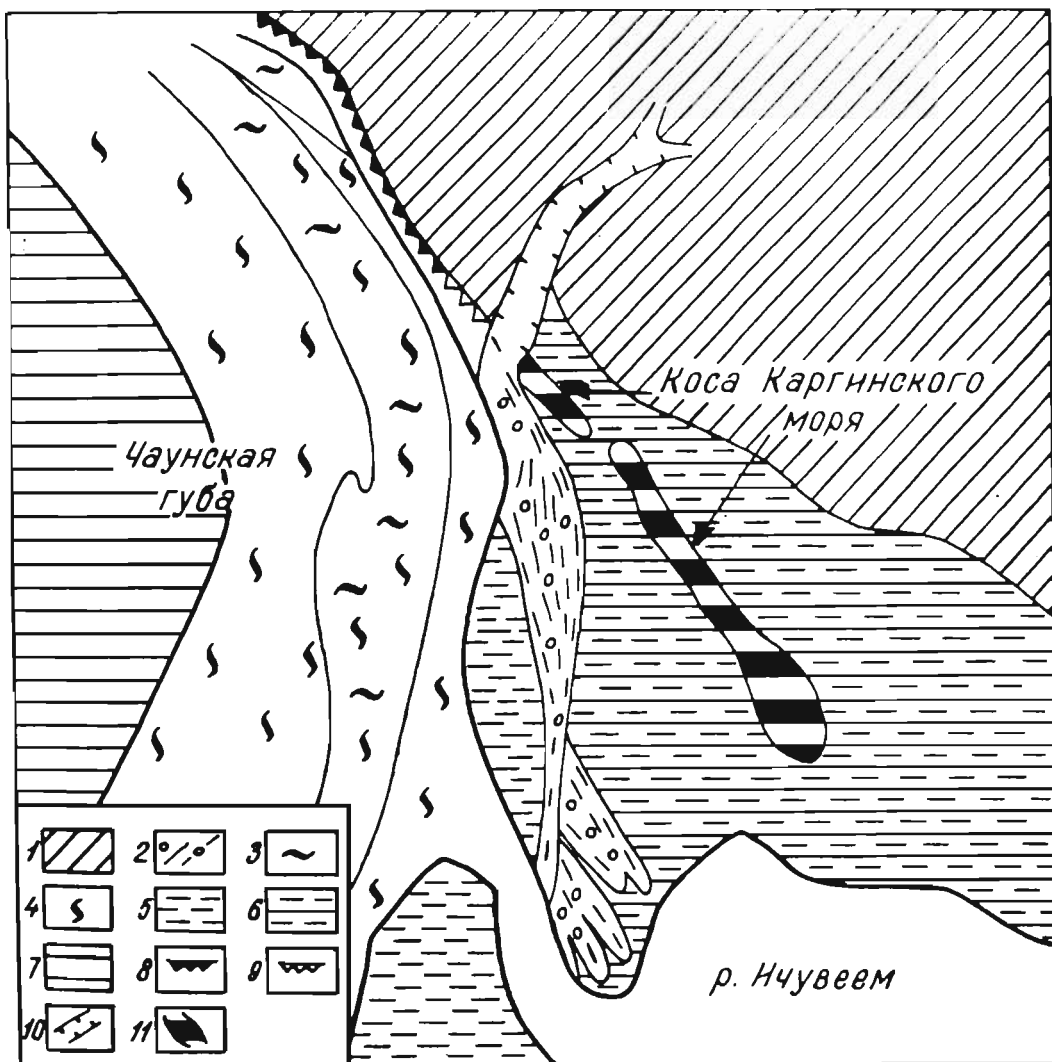


Рис.140. Ичувеемская коса: I - коренной берег; 2 - галечное аккумулятивное тело голоценового возраста; 3 - тонкозернистый песок; 4 - грубый алеврит; 5 - глинистый алеврит; 6 - алевритистая глина; 7 - глинистый ил; 8 - активный абразионный уступ; 9 - отмерший абразионный уступ; 10 - современная долина; 10 - Ичувеемская коса.

уступ разрушен довольно крупными и глубокими термокарстовыми впадинами.

Аккумулятивные формы каргинского берега распространены к северо-востоку от вершины Чаунской губы. Например, юго-восточнее мыса Турирьв, существовавшего, очевидно, и во время последнего межледниковья, прослеживается древняя Ичувеевская коса, удаленная от современного берега на расстояние до 1 км (рис. 1.40). Эта форма местами на 5-6 м возвышается над окружающими равнинами древних лагун и имеет длину несколько километров. Древняя коса характеризуется уплощенной поверхностью и довольно крутыми (до 15°) склонами. Галечно-гравийные отложения косы перекрыты слоем лессовидных суглинков мощностью до нескольких метров. Коса прорвана многочисленными денудационными понижениями шириной более 10 м, которые разделяют ее на ряд отрезков, морфологически напоминающих местами озовые валы.

Рассмотренные примеры позволяют заключить, что древние береговые образования (абразионные уступы, бары, косы) в субаэральных условиях сохраняют ряд своих литолого-геоморфологических особенностей на протяжении нескольких десятков тысяч лет. Правда, выделение этих образований по сохранившимся признакам (при картировании и других геологических работах) требует определенного навыка, особенно в отношении береговых аккумулятивных форм, менее устойчивых к влиянию денудационных процессов чем абразионные. Сохранности этих форм в известной мере способствовал маломощный покров эоловых отложений. Правда, у Охинского бара самая верхняя часть сложенная отложениями пляжа (прибойного потока), оказалась уничтоженной до образования плаща эоловых песков.

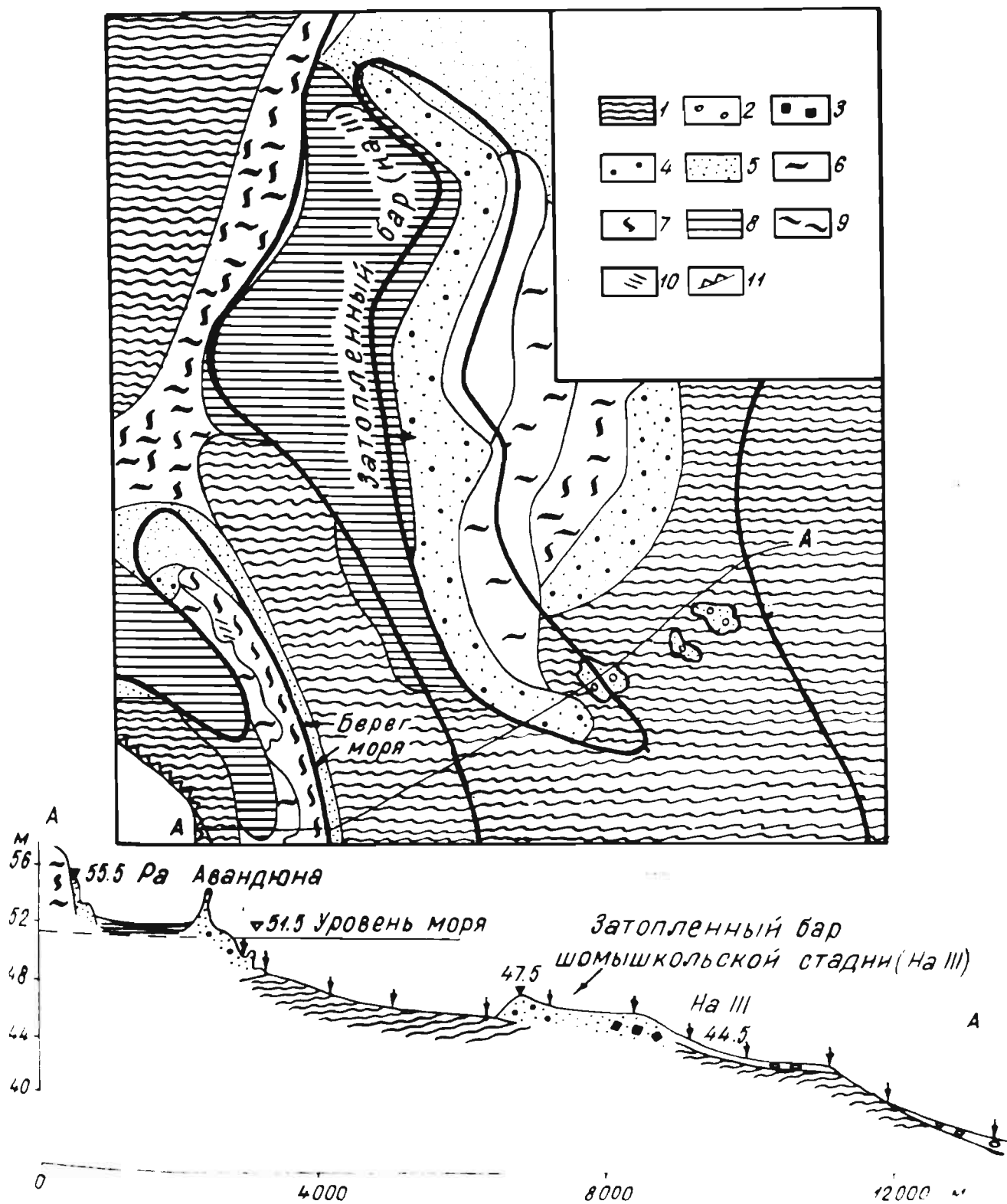


Рис.14Г. Затопленный бар шомышкольской стадии Аральского моря возле пос.Шомышкель:

I - глины коренных пород; 2 - галька; 3 - галька и гравий из кусков глины коренных пород; 4 - крупнозернистый песок; 5 - мелкозернистый песок; 6 - тонкозернистый песок; 7 - грубый алеврит; 8 - голоценовая глина; 9 - авандюна; 10 - древние береговые валы; II - абразионный уступ.

1.1.2.2. Затопленные абразионные и аккумулятивные формы

Затопленные береговые формы представляют собой в основном поздне- и послеледниковые образования, возникшие в результате так называемой голоценовой трансгрессии моря или местных колебаний уровня внутренних водоемов. Более древние затопленные береговые образования встречаются довольно редко. К последним относится пересыпь предположительно каргинского возраста, перегораживающая в Чаунской губе северное окончание затопленной древней долины между островами Роутан и островом Айон (Вейнбергс И.Г., 1975; Ульст В.Г. и др., 1977). Плановые очертания этой формы, отличающейся очень пологими склонами, ширина достигает несколько километров, высота до 5 м. Среди современных песчано-алевритовых отложений, покрывающих пересыпь, встречаются выходы древних песчано-гравийных отложений. Поверхность пересыпи пересечена сравнительно узкими речными долинами и желобами с клиновидным профилем. Последние хорошо выделяются на эхолотных лентах и, судя по морфологии, образовались на месте деградации ледяных клиньев многолетней мерзлоты.

Поздне- и послеледниковые затопленные береговые образования прежде всего известны по так называемым реликтам береговых аккумулятивных образований, которые описаны Е.Н.Невесским и Л.А.Невесской (1961) для Черного моря, а позднее отмечались и другими исследователями (Каплин П.А., 1973; Бабаев Ю.М.; Жиндарев Л.А., 1977; и др.) на шельфе различных морей. Рассматриваемые формы представлены реликтами баров и пересыпей, реже кос и других береговых аккумулятивных образований (рис.1.41). Они являются валообразными телами с выровненной поверхностью высотой до 5 м и более и длиной от нескольких сот метров до нескольких десятков километров. Ширина этих образований обычно измеряется несколькими десят-

ками или сотнями метров. От побережья они отделяют понижения древних лагун.

Судя по данным бурения, затопленные береговые аккумулятивные образования сложены грубозернистым материалом, песком или ракушей и часто надвинуты на илистые лагунные осадки. На лентах сейсмоакустического профилирования иногда фиксируется косая слоистость затопленных береговых форм, круто падающая в сторону суши.

В условиях окраинных морей (Охотское, Восточно-Сибирское и Чукотское) затопленные береговые аккумулятивные формы можно выделить даже при анализе среднемасштабных морских карт. На шельфе же таких относительно небольших водоемов, как Балтийское или Аральское моря, они в большинстве случаев не отражаются даже на картах масштаба 1:25 000. Очевидно, это связано с меньшей интенсивностью волнового воздействия на дно упомянутых бассейнов. Этой же причиной можно объяснить иногда сохранность на затопленных береговых аккумулятивных формах указанных бассейнов древних береговых валов.

Существует мнение, что затопленные абразионные формы на шельфе - редкое явление. Однако это не отвечает действительности. Затопленные береговые абразионные уступы и уступы размыва иногда выделяются при анализе батиметрии даже небольших водоемов. Они выражены формами, срезающими основные элементы развитого сухопутного рельефа, имеют высоту до нескольких десятков метров и длину до 10 км и более.

В отличие от приподнятых береговых образований затопленные береговые формы по мере погружения под уровень моря претерпели определенные изменения под влиянием волн. По мнению П.А.Каплина (1973) и других исследователей, известные затопленные береговые аккумулятивные формы несколько перемещены в сто-

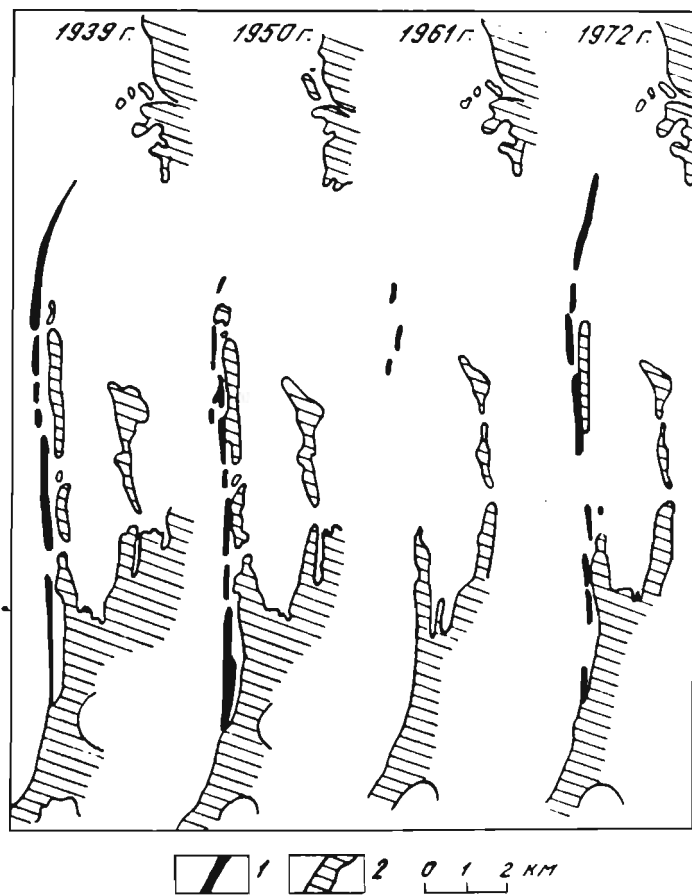


Рис.142. Переформирование кос залива -
сора Черкалова (Пинегин А.В., 1976).

1 - косы; 2 - берег и острова.

рону суши с места своего образования. Считается, что в начале трансгрессии происходил усиленный размыв морского края береговых аккумулятивных форм. Как только уровень моря достиг поверхности этих образований, начался общий размыв аккумулятивных форм и перемещение материала в сторону суши. Этот процесс продолжался до тех пор, пока глубина воды над поверхностью затопленных аккумулятивных форм не оказалась достаточной для прекращения волнового переноса обломочных частиц.

Данные экстремальных исследований подтверждают, что в начальной стадии трансгрессии происходит размыв морского края береговых аккумулятивных форм (*Schwartz M.L.* 1965). Субаквация береговых аккумулятивных форм в естественных условиях долгое время не была описана, поэтому большой интерес представляют данные А.В.Пинегина с соавторами (1976) о динамике береговых форм оз. Байкал во время резкого поднятия его уровня.

Естественный режим уровня Байкала был нарушен в августе 1959 г., вследствие подпора плотиной Иркутской ГЭС. В результате накопления приточных вод к августу 1962 г. уровень Байкала повысился более чем на 1 м и располагался на 266 см выше нуля графика водности.

В результате подъема уровня воды низкая коса Посольского Сора перешла в затопленное состояние. При этом происходило отступление мористого края косы и одновременно довольно быстрое ее удлинение. В понижениях и самых узких участках других, более высоких кос, вследствие их частого подтопления образовались каналы прорыва и эти косы превратились в цепь небольших островов (рис. 42). Окончания последних стали изгибаться в сторону лагун.

После стабилизации поднявшегося уровня озера началось постепенное затопление каналов прорыва и возобновился рост ди-

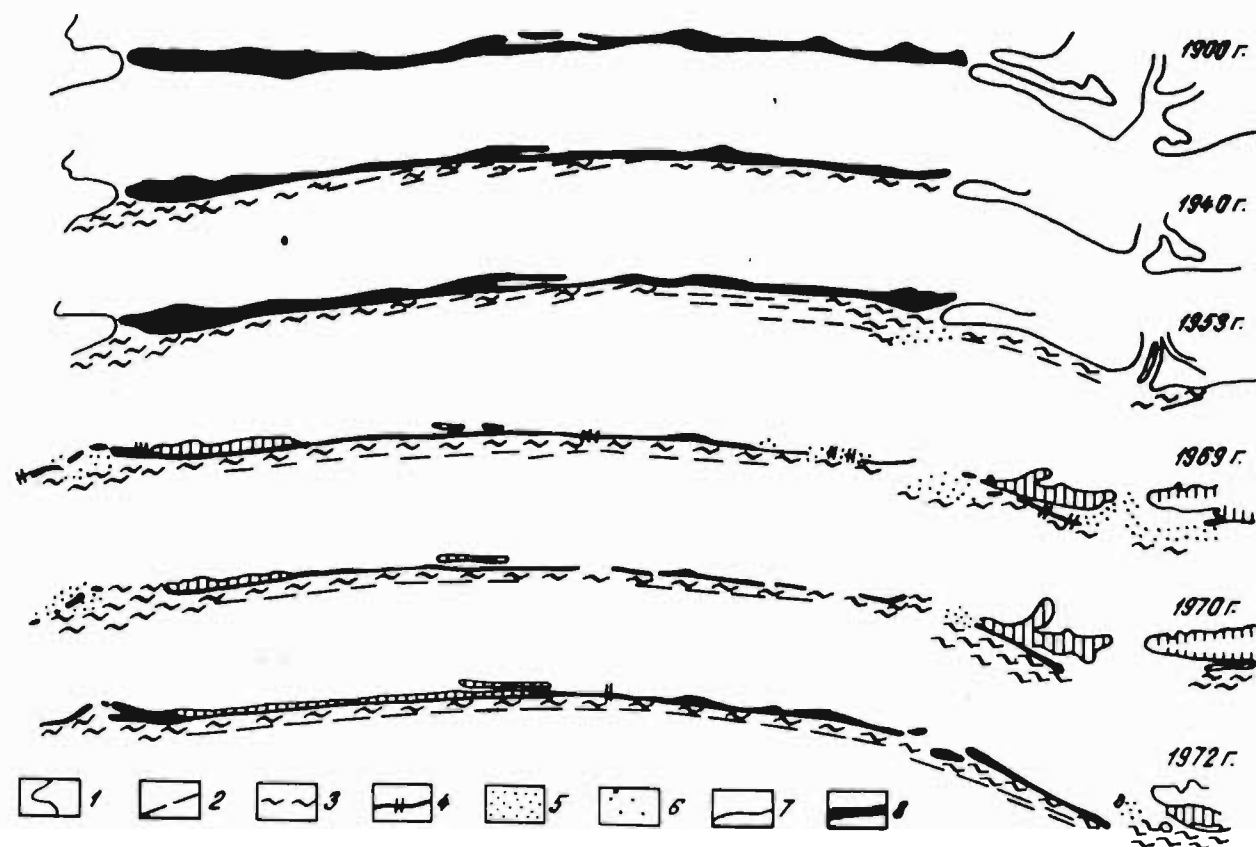


Рис.1.43. Переформирование острова Ярки (Пинегин А.В. и др., 1976).
 1-береговая линия; 2-подводные "волны" - рифели; 3-подводный рельеф; 4-места перехлестывания волн через тело бара; 5-размываемые участки; 6-мелководье, переформированное волновой деятельностью при повышении уровня; 7-затопленные участки; 8- тело бара (о. Ярки).

стальных окончаний кос. Наблюдалось также причленение к внешнему краю кос первого от уреза подводного песчаного вала. Форма поперечного питания - островной бар Ярки площадью 2,82 - 3,58 км² (рис. 43). При повышении уровня озера Байкал в 1969 г. он сократился до 1,73 км², а в 1971 г. до 1,39 км², и на его поверхности образовались каналы прорыва. Низкие пересыпи, преимущественно поперечного питания (например, пересыпь залива Черкалово), почти полностью оказались затопленными, и наблюдалось их перемещение в подводном состоянии в сторону берега со скоростью 10-23 м в год.

Наблюдения над преобразованием береговых аккумулятивных форм в условиях трансгрессии подтверждают высказанные предположения о том, что при затоплении размывается морской край этих образований и продукты размыва перемещаются как в сторону суши, так и к дистальным (концевым) частям кос и баров. Денудация отложений поверхности береговых аккумулятивных образований, по крайней мере на начальных этапах затопления, происходит в результате эрозионной деятельности потоков воды, способствующих возникновению прорывных каналов.

Затопленные абразионные уступы и уступы размыва, так же как и аккумулятивные формы, при трансгрессии моря претерпевают изменения. По наблюдениям А.В.Пинегина с соавт. (1976), резкое повышение уровня Байкала вызвало общее оживление абразионных процессов. Лишь структурно-абразионные берега, сложенные прочными кристаллическими породами докембрия, остались практически неизменными. Денудационно-абразионные берега, сложенные супесчано-глибовым материалом, осыпи курумов, оплывов и делювиальных покровов отступили на 4-12 м. Абразионные берега, выработанные в предгорной аккумулятивной равнине, сложенной озерно-речными террасами, ледниковыми образованиями и пролювиальными

конусами выноса, отступали на расстояние до 40 м. Абразионно-обвальные, абразионно-осыпные и абразионно-оползневые берега также отступили более чем на 10 м. В процессе дальнейшего затопления абразионных форм темпы размыва понизились вследствие увеличения глубины воды и накопления обломочного материала у подножья абразионных уступов.

Таким образом, лишь затопленным абразионным уступам, выработанным в особо прочных скалистых породах, в настоящее время присущи морфологические очертания, близкие к первичным. Подавляющая часть уступов представляет собой несколько перемещенные в сторону суши образования, которые могут располагаться на известном расстоянии от места своего первоначального формирования.

1.1.3. Морфологически весьма нечетко выраженные береговые образования (кавказский тип)

Береговые образования этого типа сохранности наиболее древние и свойственны берегам средне-, раннечетвертичных и отчасти верхнеплиоценовых бассейнов. Среди них не сохранились морфологически выраженные береговые аккумулятивные формы крупных размеров, и представлены они выработанными в коренных породах террасообразными площадками. Террасы прослеживаются на большие расстояния и глубоко расчленены более поздней денудацией. К тыловой части площадок приурочен более или менее крутосклонный древний абразионный уступ или обрыв.

Согласно П.В.Федорову (1957, 1978), подробно изучавшему эти образования на кавказских побережьях Каспия и Черного моря, южнее г.Дербент террасы так называемого Апшеронского моря выработаны в дислоцированных известняках и песках акчагильского возраста и покрыты галечниковыми конгломератами с прослоями детритусовых известняков (ракушечников). Апшеронские террасы

сохранились в виде изолированных столообразных останцов на абсолютных высотах 350–500 м.

Более молодые нижнехазарские террасы распространяются от г. Грозный до Апшеронского полуострова и вдоль южных поднятий Юго-Восточного Кавказа. Последние сложены галечниковыми конгломератами, песками мощностью 1–3 м, которые залегают на абрадированных коренных породах. Эти отложения перекрыты пролювиально-делювиальными суглинками, щебнем, галечниками, а вблизи устьев рек — аллювиальными галечниками и суглинками мощностью до 10–20 м.

На побережье Черного моря чаудинская терраса в районе мыса Идукопас (северо-западное устье Пшада) расположена на абсолютных отметках 50–55 м. С поверхности она сложена галечниковыми конгломератами и детритусовыми известковыми песчаниками мощностью около 2–5 м, которые залегают на абрадированной поверхности пластов флиша. Отметки поверхности коренных пород у бровки террасы 50 м, а у тылового шва до 55 м (Федоров П.В., 1978).

Грубозернистые отложения террасы содержат раковины моллюсков *Didacna tschaudae*, *D. parvula*, *D. cf. rudis*, *D. pleistopleura*, *Dressena polymorpha*, *Theodoxus pallasii* и перекрыты слоистыми морскими карбонатными супесями и суглинками желтого цвета, мощностью 5–7 м. Последние, в свою очередь, погребены 20–30 метровой толщей пролювиально-делювиальных карбонатных супесей с прослоями щебня.

В районе г. Туапсе аккумулятивный покров приурочен лишь к верхней, тыловой части чаудинской террасы. В сторону моря он постепенно выклинивается, и на поверхность выходит выровненная кровля коренных пород. Между селениями Шепси и Дедеркой грубые галечниковые конгломераты и детритусовые известняки террасы мощностью 2–3 м, перекрытые морскими супесями, суглинками и

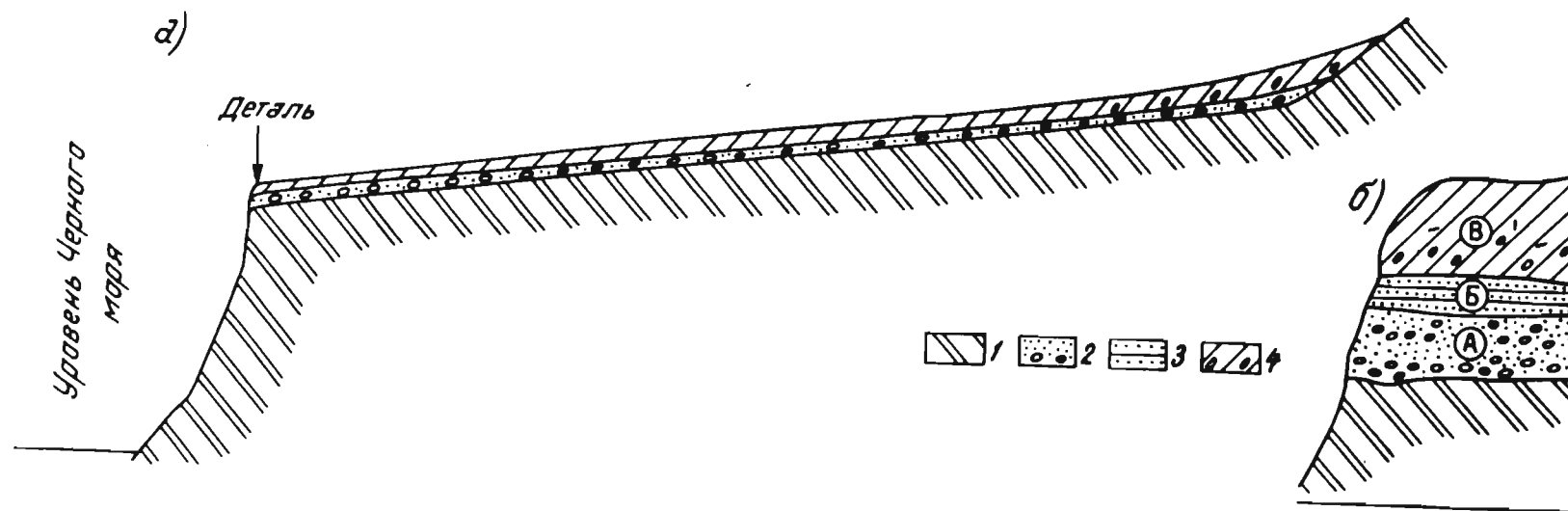


Рис.1.44. Схематический профиль чаудинской террасы в районе Дедеркой-Гезельдере (Федоров П.В., 1978): а - общий вид; б - деталь. Породы: I - песчаники и мергели флиша; 2 - галечниковые конгломераты и ракушечники; 3 - карбонатные супеси; 4 - делювиальные суглинки и щебень. Возраст слоев: А, Б - позднечаудинский; В - средне-позднеплейстоценовый.

— 111 —

пролювиально-делювиальными отложениями, образуют сплошной покров рыхлого материала, мощность которого несколько увеличивается в сторону тылового шва (рис. 44).

Ранняя древнеэвксинская терраса на участке между устьями рек Небут и Агой имеет значительную ширину и перепад высот от 60-65 м у тылового шва до 52-55 м у бровки. Аккумулятивный покров террасы мощностью 2-3 м в направлении снизу вверх представлен рыхлыми галечниковыми конгломератами, переходящими в слоистые глинистые карбонатные уплотненные буровато-желтые пески. В отложениях найдены раковины *Didacna nalivkini*, *D. baeric-rassa*, *D. pallasi*, *Dreisena caspia* и *Cardium edule*. Эти отложения погребены галечниками, карбонатными суглинками и супесью континентального происхождения мощностью 2-4 м, реже - более.

В составе этой же террасы в районе балки Казачьей и санатория "1 Мая" наблюдаются грубые галечниковые конгломераты с включениями хорошо окатанных глыб диаметром около 1 м, промежутки между которыми заполнены рыхлым карбонатным детритусовым песчаником с редкими обломками раковин *Didacna* и *Cardium edule*. Выше залегают неслоистые суглинки со щебнем мощностью 1,0-1,5 м, которые, в свою очередь, перекрыты рыхлыми слоистыми ракушечными песчаниками мощностью 1 м с обломками раковин *Didacna*, *Cardium edule* и *Helix*. Толщу отложений венчают склоновые отложения из щебня и суглинков мощностью более 15 м.

Палеоузунларская терраса, которая между устьями рек Аше и Макопсе отделяется от ранней древнеэвксинской уступом незначительной высоты, характеризуется абсолютными отметками подошвы (30-40) - (48-50). Ее слагают грубые галечники, сменяющиеся выше слоистыми галечниками и гравийными конгломератами с про-

пластками рыхлых детритусовых песчаников желто-бурого, реже охристо-бурого цвета, которые перекрыты делювиально-пролювиальными отложениями. Прибрежно-морские осадки содержат остатки моллюсков *Cardium edule*, *Chione gallina* и *Raphia*.

Из перечисленных примеров следует, что рыхлые отложения, перекрывающие террасообразные площадки, в большинстве случаев двухчленного строения: нижнюю, маломощную часть разреза образуют грубозернистые прибрежно-морские отложения, а верхнюю - континентальные. Иногда последние разделяются прослоем тонкозернистых бассейновых отложений небольшой мощности.

Широко распространено мнение, что образование рассматриваемых террас происходило в течение одной, иногда двух трансгрессивно-регрессивных стадий развития моря и что сразу после накопления прибрежно-морские осадки начали перекрываться делювиальными и другими континентальными отложениями. Не отрицая справедливости таких представлений, следует отметить лишь одно обстоятельство: полнейшее отсутствие на террасах морфологически выраженных древних аккумулятивных форм, хотя бы покрытых континентальными отложениями. Этот факт следует рассматривать как свидетельство значительной денудации террас в период, предшествующий образованию на них сплошного покрова континентальных отложений.

1.2. Комплекс захороненных береговых образований

Рассматриваемые береговые образования не отражаются в рельефе и выявлены лишь в результате бурения и изучения обнажений. В основном они известны как захороненные береговые аккумулятивные тела, так как погребенные абразионные формы рельефа из-за небольших разрезов при бурении устанавливаются редко.

В комплексе захороненных береговых образований выделяются

два основных типа: относительно хорошо и слабо сохранившиеся. Первый тип характеризуется большей или меньшей сохранностью морфологии береговых форм рельефа. Ко второму типу относятся береговые аккумулятивные тела, полностью утратившие свои первоначальные геоморфологические особенности и прослеживаемые в толще отложений различного генезиса в виде субгоризонтальных слоев и линз прибрежно-морского происхождения. В большинстве случаев второй тип захороненных береговых образований обычно более древнего возраста, чем первый, хотя может быть и наоборот.

1.2.1. Относительно хорошо сохранившиеся береговые образования

По данным П.А.Каплина (1973) и других исследователей, этот тип захороненных береговых образований встречается преимущественно среди отложений, связанных с поздне- и послеледниковой трансгрессией Мирового океана, наиболее часто - в замкнутых и полузамкнутых акваториях, на участках интенсивного поступления обломочного материала с суши, особенно испытывающих неотектоническое опускание.

По морфологическим особенностям и генезису эти береговые образования весьма сходны с "реликтами" затопленных береговых аккумулятивных форм, выраженными в шельфе. После преобразования они также испытывали разрушающее влияние волн трансгрессирующего моря и только спустя некоторое время были захоронены под более или менее мощным слоем осадков.

В качестве типичных примеров можно привести захороненные береговые аккумулятивные образования Чаунской губы Восточно-Сибирского и Аральского морей. Первые, более подробно рассмотренные в работе И.Г.Вейнберга и М.А.Розенблатса (1982), распространены на юго-западном побережье указанной губы, север-

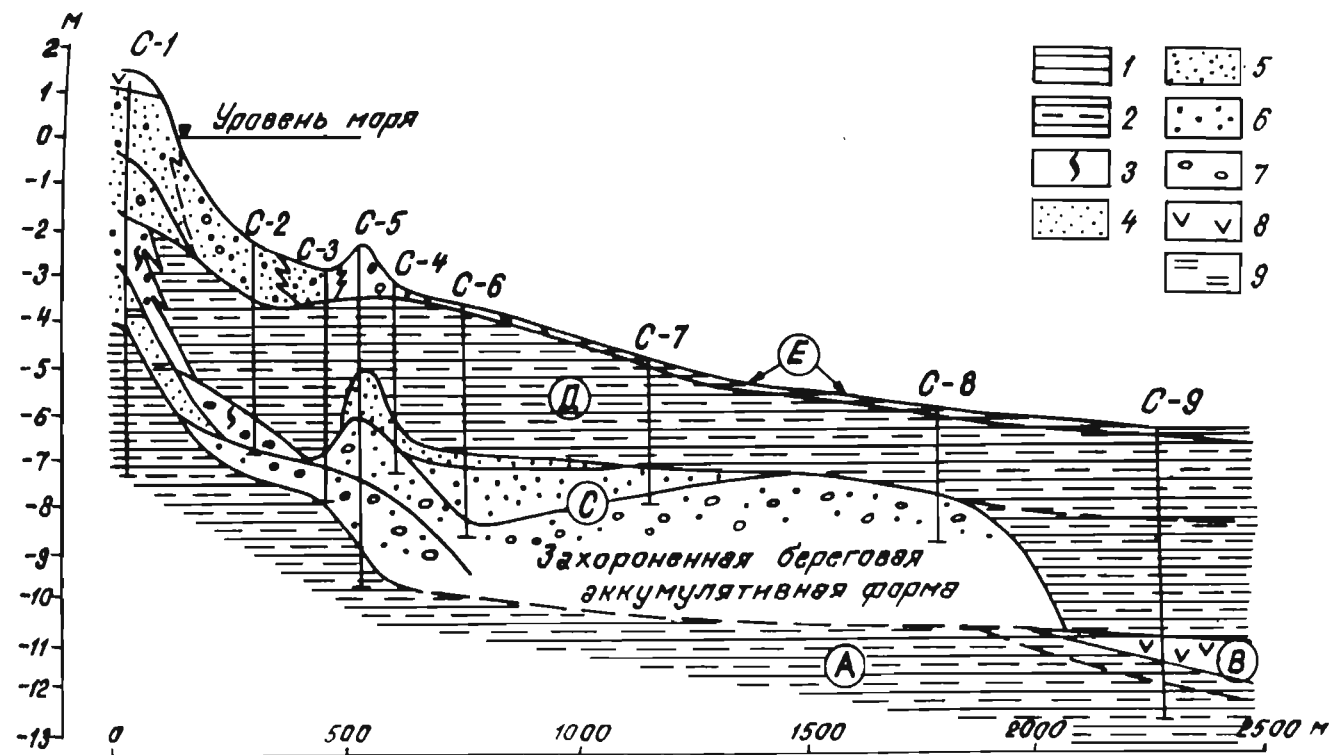


Рис.1.45. Геолого-геоморфологический профиль береговой зоны моря в 1 км севернее мыса Туририв, Чаунская губа: 1 - ил; 2 - глинистые алевриты; 3 - грубые алевриты. Песок: 4 - мелкозернистый; 5 - среднезернистый; 6 - крупнозернистый; 7 - галька; 8 - торф; 9 - примесь глинистого материала.

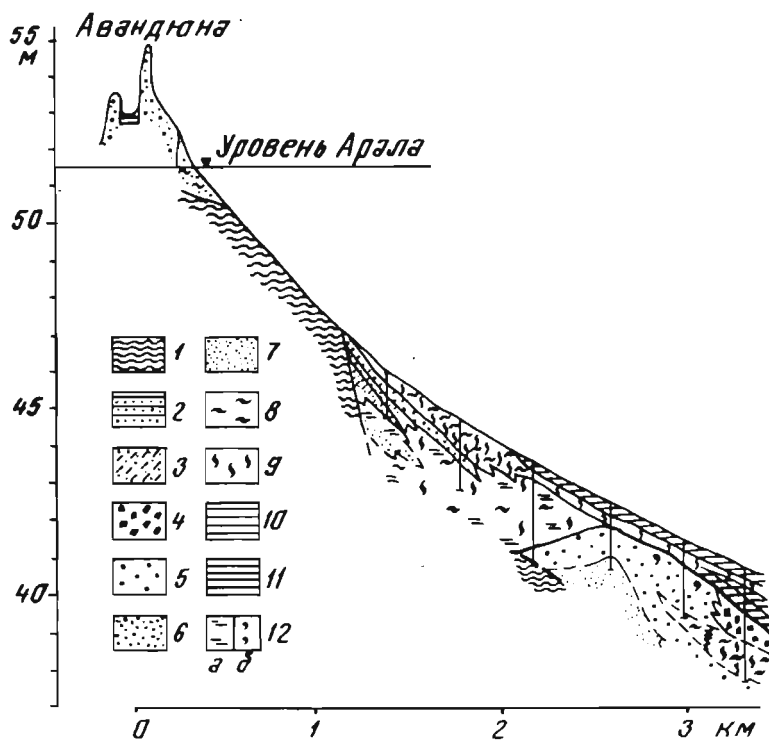


Рис.146. Геолого-геоморфологический профиль береговой зоны моря у южного окончания Жаланашского бара, Аральское море.

I - глины коренных пород; 2 - суглинок; 3 - супесь; 4 - галька и гравий из кусков глин коренных пород; 5 - крупнозернистый песок; 6 - среднезернистый песок; 7 - мелкозернистый песок; 8 - тонкозернистый песок; 9 - грубый алеврит; 10 - ил; 11 - голоценовая глина; 12 - примесь глинистого материала (а), Ракуша (б).

нее мыса Турирьв, и выявлены по нескольким профилям скважин, пробуренных со льда. Наиболее крупной формой (шириной до 1,5 км и высотой 4,5 м) является песчаная коса, вытянутая в субмеридиальном направлении; она формировалась в течение двух стадий поздней и послеледниковой трансгрессии моря, когда уровень стабилизировался соответственно на абсолютных отметках -11 м и -8 м. Как видно на рис. 45, нижняя, основная часть тела косы (С) характеризуется выровненной поверхностью и сравнительно крутым мористым склоном. Она залегает на плотных глинисто-алевритовых отложениях (А), покрытых слоем торфа (В), абсолютный возраст которого 13460 ± 280 лет. Бережистая, батиметрически более высокая часть косы формировалась во время стабилизации уровня на абсолютных отметках около -8 м и представлена валом шириной 200 м и высотой около 2 м. По данным спорово-пыльцевого анализа (Вейнбергс И.Г., Розенблатс М.А., 1982), накопление перекрывающих косу глинистых илов происходило на протяжении около 11000 лет, т.е. со скоростью 0,019-0,037 мм в год.

На побережье Аральского моря захороненные береговые аккумулятивные формы установлены бурением с помощью вибропоршневой трубки в южной части современного Жаланашского бара, расположенного в северо-западной части залива Паскевича. Погребенная здесь береговая аккумулятивная форма генетически, по-видимому, также представляет собой бар шириной до 1 км и высотой в несколько метров. Она протягивается вдоль Жаланашского бара на расстояние около 2 км и имеет абсолютные отметки поверхности примерно 42 м. Изогнутый в поперечном разрезе погребенный бар сложен разнозернистым песчаным материалом, изредка конгломератом из плотных глин коренных пород (рис. 46).

Скважинами, которые прошли всю толщу отложений погребенного бара, вскрыты подстилающие его чеганские глины. Осадки, перекры-

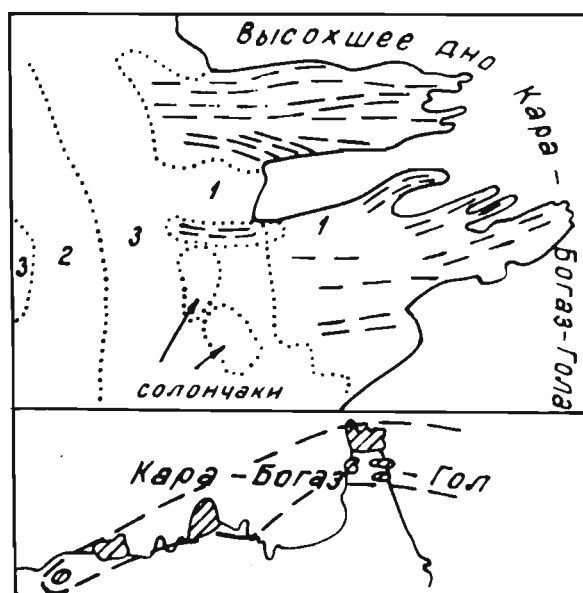


Рис.1.47. Остатки древнего бакинского бара на южном побережье Карабогазгола (Леонтьев О.К., 1961).

1 - выходы бакинских известняков (штриховые линии - простираение береговых валов); 2 - верхнехвалынские отложения; 3 - новокаспийские отложения. На нижнем рисунке дана схема расположения выходов бакинских известняков (заштриховано) и показаны (прерывистой линией) предполагаемые контуры бара.

вающих рассмотренную береговую форму, представлены тонкозернистым песком, грубым алевритом и илом, максимальная мощность которых составляет первые метры, но часть не достигает даже 1 м.

Морфологически хорошо сохранившиеся очень древние погребенные береговые образования известны на юго-восточном побережье Каспия. Например, О.К.Леонтьевым (1961) на южном берегу Карабогаз-гола описаны вскрытые денудацией остатки древнего бара бакинского возраста, сложенного ракушечным известняком (рис.147). Примечательно, что на поверхности бара прослеживаются даже фрагменты древних береговых валов. Очевидно, по каким-то причинам эта береговая форма перед захоронением не претерпела значительной денудации и в ископаемое состояние перешла почти в неизменном виде.

1.2.2. Слабо сохранившиеся береговые образования

Береговые образования, сохранившиеся в заключающих их отложениях лишь в виде субгоризонтальных слоев и линз, широко распространены, однако в естественных обнажениях встречаются относительно редко.

Рассматриваемый тип погребенных береговых образований изучался на латвийском побережье Балтийского моря между нас.п.Лабрагс и Улмале (Вейнбергс И.Г., Савваитов А.С., 1970). Последние образуют здесь верхнюю часть комплекса морских межморенных осадков, который залегает под серой, серовато-синей мореной рисского оледенения заполняя крупную впадину в поверхности коренных пород в районе городов Вентспилс-Лиепая. На дне этой впадины бурением установлены остатки еще одной, более древней морены.

По данным спорово-пыльцевого анализа, комплекс морских межморенных осадков, представленный глинами, алевритами и песками (так называемая улмалская свита (Даниланс И.Я., 1973), миндель-рисского (лихвинского) возраста (Коншин Г.И. и др., 1970,

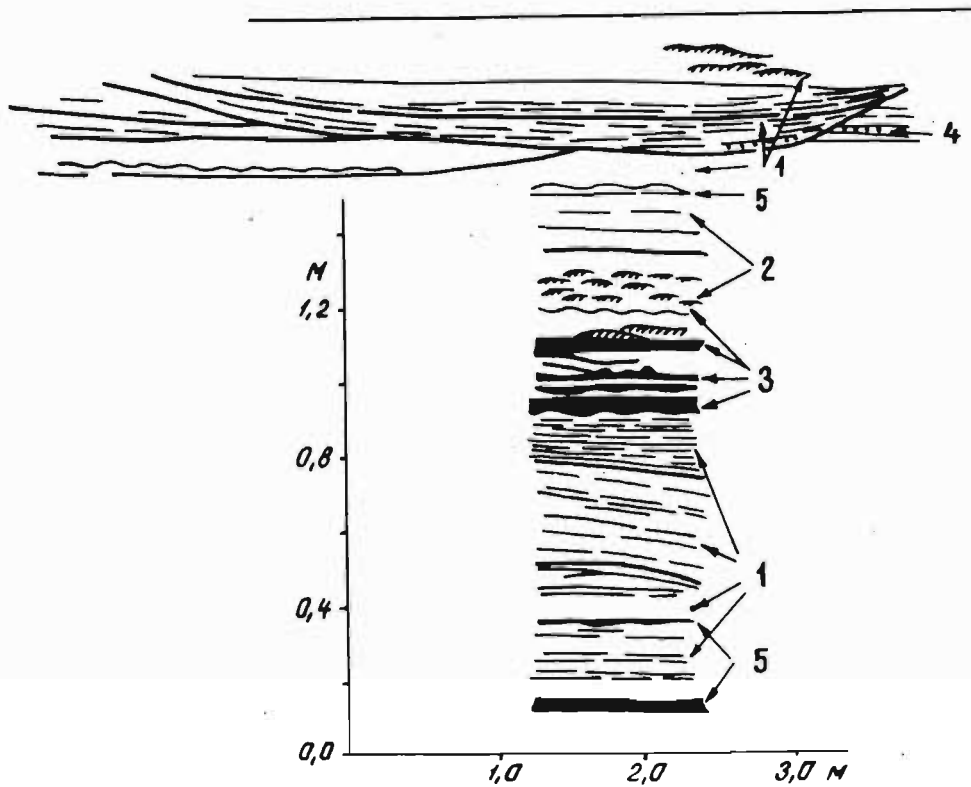


Рис.1.48. Пример слоистости толщи II миндель-рисских межморенных морских отложений латвийского побережья в районе пос. Улмале.

I - песок тонкозернистый и грубый алеврит; 2 - грубый алеврит и песок тонкозернистый; 3 - глина и грубый алеврит; 4 - катуны глины; 5 - глина.

1971) и содержит раковины *Partlandia arctica* и фораминиферы.

На Лабрагско-Улмалском участке на морском берегу в обрывах высотой до 12-15 м морские межледниковые отложения представлены четырьмя горизонтами (I-IV) и часто нарушены пластическими и разрывными гляциодислокациями.

Горизонты I и III образованы алевритисто-глинистыми отложениями, сформировавшимися в относительно глубоководных условиях, а горизонты II и IV - более грубозернистыми. Захороненные береговые образования приурочены к горизонтам II и IV.

Алевритово-песчаный горизонт II обладает мощностью до первых десятков метров и состоит из переслаивающихся слоев светлого, хорошо сортированного крупного алеврита и мелкозернистого песка с прослоями глинистого алеврита и глины (рис. 48). Мощность слоев относительно грубозернистого материала измеряется несколькими дециметрами, но иногда достигает 1 м. Мощность прослоев глинистого алеврита и глины лишь до 10-15 см.

Слои грубого алеврита и мелкозернистого песка образованы крупными пологими линзами, рябью течений и волнения. Крупные пологие линзы имеют слоистость, облегающую их основание. По краям линз наклон слойков достигает 35° , а в их центральных частях слойки выглаживаются и становятся почти горизонтальными. Слоистость ряби течений и волнения приурочены к подошве и кровле грубоалевритово-песчаных слоев, лишь изредка ими характеризуется весь слой. Иногда рябь волнений "запечатана" тонкими слоями глинистого алеврита и глины с примесью органического материала. Прослоям глинистого алеврита и глины внутренняя слоистость не свойственна, и часто по простиранию они переходят в слойки, образованные катунами из этого же материала. Следовательно, после образования прослой глинистого алеврита и глины интенсивно размывались.

Трудно допустить, что в разрезе горизонта II представлены все

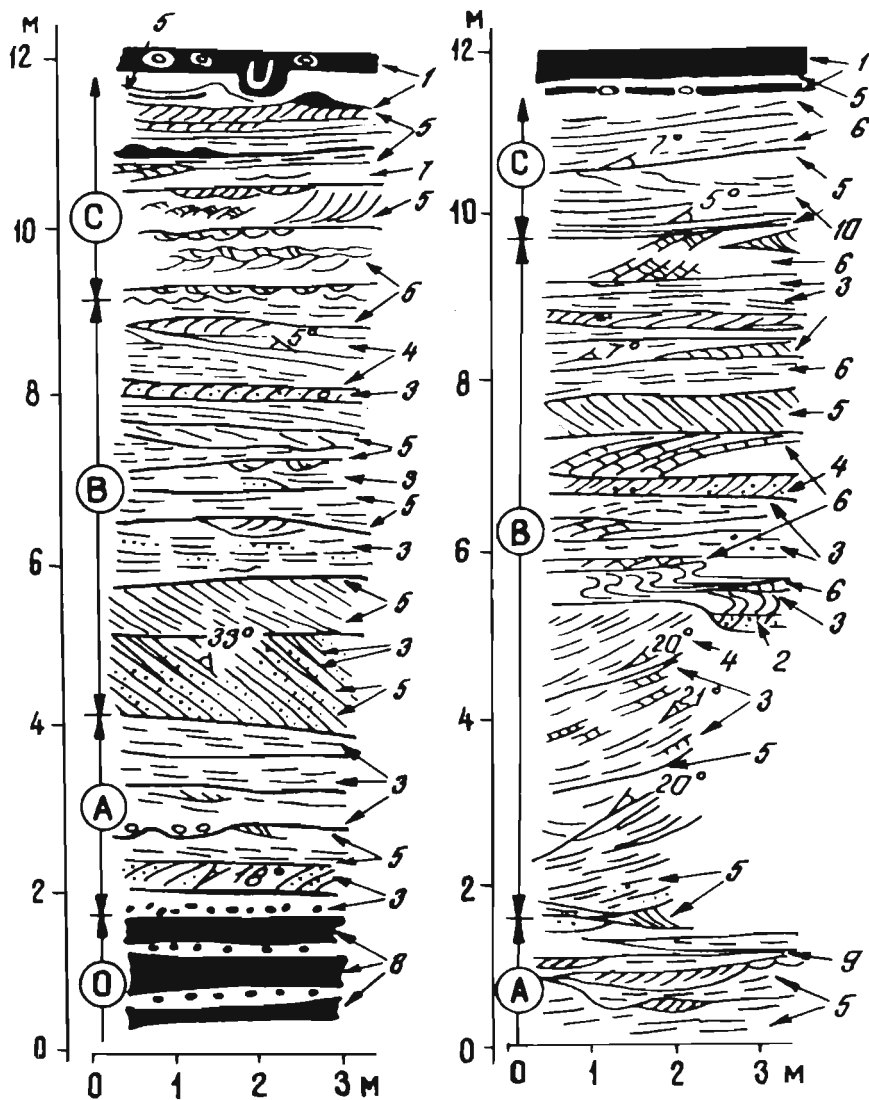


Рис. 49. Пример слоистости толщи IV миндель-
 рисских межморенных морских отложений лат-
 вийского побережья в районе пос. Лабрагс:
 1 - валунный суглинок (морена); 2 - гравий;
 3 - песок среднезернистый; 4 - песок средне-
 зернистый и мелкозернистый; 5 - песок мел-
 козернистый; 6 - грубый алеврит с песком
 мелкозернистым; 7 - грубый алеврит; 8 -
 алеврит глинистый; 9 - слоистость подчерк-
 нутая тяжёлыми минералами; 10 - слоистость под-
 черкнутая алевритом.

отложения, накопившиеся на данном участке морского дна за время существования межледникового бассейна. Тем не менее наиболее характерные особенности условий осадконакопления устанавливаются здесь довольно четко.

Отмеченный факт размыва прослоев глинистого алеврита и глины указывает на то, что отложения горизонта II формировались в прибрежно-морских условиях, по-видимому, в самой нижней части подводного берегового склона. Маломощные слои глинистого алеврита и глин могли накапливаться в периоды между особенно сильными штормами, когда обычные по силе волнения не оказали существенного влияния на дно. Частичный размыв тонкозернистых осадков, а также образование на дне ложбин, впоследствии заполнявшихся взмученным грубоалевритовым и мелкопесчаным материалом, были связаны с периодами сильных штормов.

Верхний, IV горизонт светлых песков разделяется на три пачки (Вейнбергс И.Г., Савваитов А.С., 1970): нижнюю (А), среднюю (В), и верхнюю (С), образование которых происходило, соответственно, в нижней части подводного берегового склона, при росте береговой аккумулятивной формы типа косы и в лагунной обстановке.

На образование пачки А в условиях нижней части подводного берегового склона указывает преобладание в ее составе субгоризонтальных слоев песка с небольшими (глубина до нескольких дециметров) мутьдообразными размывами (рис.1.49). Последние возникали во время штормов, в то время как накоплению субгоризонтально-слоистых песков отвечают периоды спокойной аккумуляции материала при затухании волнения. Мутьдообразные размывы частично заполнены материалом с мелкой косо мутьдообразной слоистостью или слоистостью типа наползающих желобов стока. Очевидно, кроме выпадения материала из взвешенного состояния происходило также его перемещение сальтацией и волочением по дну. В отдельных случаях часть

разреза песков характеризуется также мелкой косоволнистой слоистостью.

О накоплении пачки В при росте береговой аккумулятивной формы типа косы свидетельствует присутствие в нижней части крупных косослоистых серий, у которых наклон косых слойков строго выдержан в направлении, продольном по отношению к их длинной оси. Верхняя часть этой пачки образовалась в период, когда поверхность косы приближалась к уровню моря. Изменения ориентировки направлений падения слойков в мелких косослоистых сериях здесь связаны с тем, что на перемещение наносов стали влиять даже небольшие волнения самых различных направлений. Наличие же в отложениях маломощных пачек слойков с горизонтальной, слегка наклонной слоистостью и со слоистостью ряби течения свидетельствует о том, что перемещение материала в форме более или менее крупных подводных песчаных валов часто сменялось и другими видами.

Образование пачки С в лагунных условиях отражают очень тонкозернистый материал и доминирующая субгоризонтальная слоистость.

Горизонт II Лабрагско-Улмалских разрезов формировался вероятнее всего во время трансгрессии межледникового моря, при этом во время ее завершающего этапа произошло накопление алевритово-глинистого горизонта III. Из изложенного вытекает, что если бы эта толща была связана с регрессивным этапом, последовавшим после накопления тонкодисперсных осадков горизонта I, то она, хотя и частично, была бы переотложена и перекрыта более мелководными отложениями. Сказанное не относится к отложениям горизонта IV. Безусловно, регрессивными отложениями в разрезе последней являются пачка А отложения ископаемой косы (пачка В) и лагуны (пачка С).

Слоя - и линзообразная форма залегания отложений бывших береговых форм (пачки А и С горизонта IV), очевидно, следствие абразионно-аккумулятивной деятельности моря, в результате которой

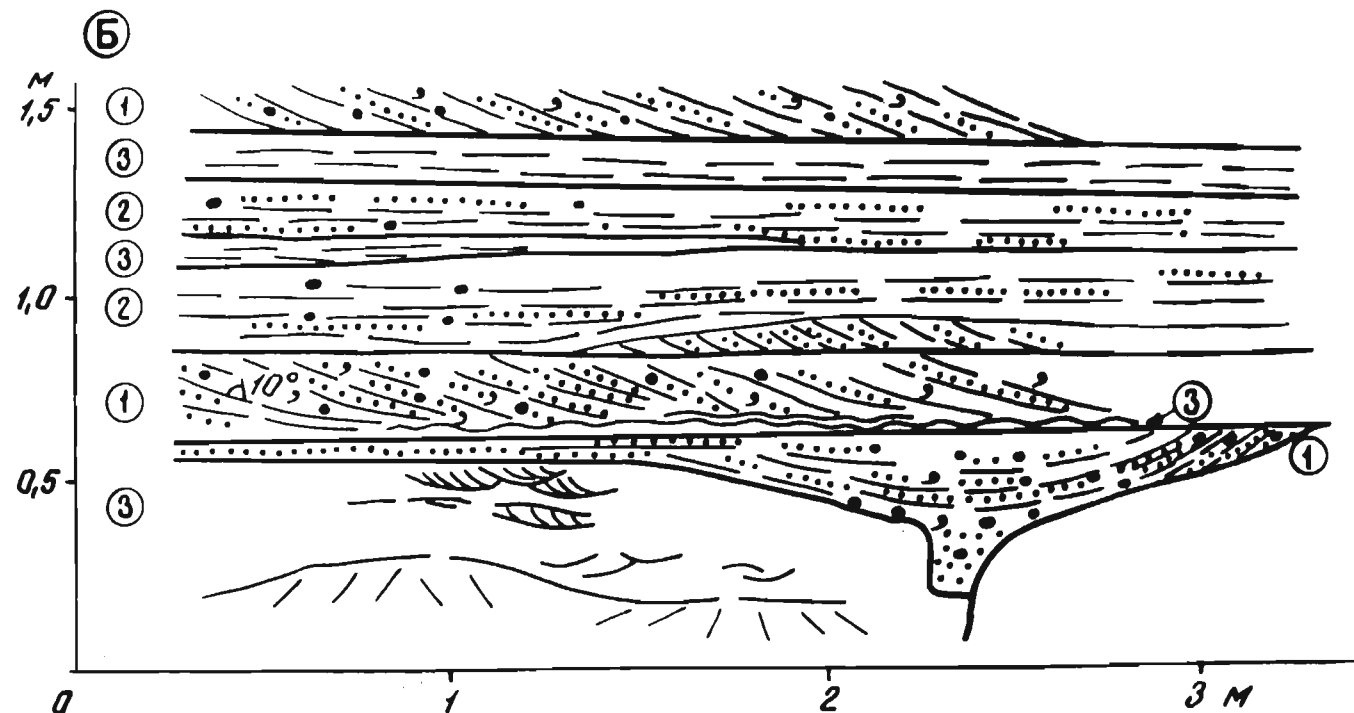
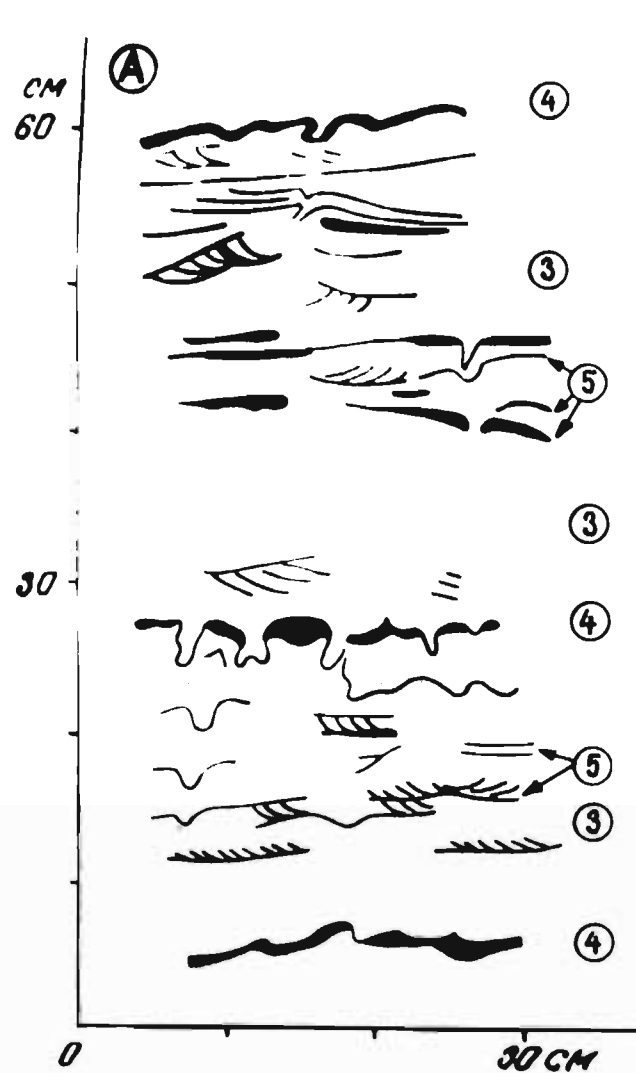


Рис. 50. Фрагменты слоистости межморенной толщи морских отложений на юго-востоке острова Колгуев. Слоистость отложений: А—нижней части подводного берегового склона; Б—приурезовой части моря. 1—песок грубозернистый; 2—песок грубозернистый с зернами гравия; 3—песок тонкозернистый с алевритом; 4—песок тонкозернистый с алевритом и ракушкой; 5—слоистость подчеркнутая органикой и темным алевритом.

были уничтожены их основные геоморфологические особенности. Лишь выравнивание поверхности пачки С горизонта IV, непосредственно контактирующей с мореной рисского оледенения, в известной мере можно объяснить экзарационной деятельностью ледникового покрова.

Погребенные береговые образования, выраженные субгоризонтальными слоями и линзами, очень широко распространены на береговых обнажениях северо-восточной части острова Колгуев Баренцева моря к югу от устья р. Великая. Здесь наблюдаются, по крайней мере, две толщи прибрежно-морских отложений мощностью более 10 м, которые разделены серыми моренными отложениями и имеют общий наклон на север, связанный с их гляциодислокацией.

Толщи прибрежно-морских отложений в основном песчаного состава. Встречаются отдельные прослои глинистых алевритов мощностью более 1 м и изредка гравийного материала. Эти отложения богаты толстостенными морскими раковинами.

Наиболее широко распространены тонкозернистые песчаные отложения с примесью алеврита, образованные мелкими косослоистыми линзами (длиной до 10 см и высотой 1-5 см), слоистость в которых часто противоположного падения. Слоистость подчеркнута примесью тонких частиц органики, серого глинистого алеврита и довольно значительно деформирована ходами илоедов (рис. 1.50, а).

В разрезе прибрежно-морских отложений эти осадки образуют пачки мощностью от нескольких десятков до 50-60 см и разделены сантиметровыми прослоями серого глинистого алеврита, с поверхности которых начинаются ходы илоедов.

Как можно судить по строению пачек тонкозернистого песка, они формировались явно при захоронении рифелей, что согласно Ю.С. Долотову с соавт. (1982), особенно характерно для отложений нижней части подводного берегового склона. Разнонаправленное падение кривой слоистости указывает на весьма неустойчивые течения

этой части подводного берегового склона во время затухания штормов. Образование же прослоев алевритистого материала, видимо, происходило в периоды затишья между крупными штормами, когда усиливалась деятельность илоедов.

Грубозернистый песок с гравием встречается прослоями мощностью более 1 м и отличается хорошо выраженной слоистостью и плохой сортировкой. Их образуют пологонаклонные слои материала, которые сменяются сериями косых слоев мощностью несколько дециметров, очень богатыми битой ракушкой. Толщина слоев в сериях 1-6 см, они вогнуты в нижней части. Их наклон достигает 10° . Иногда в нижних частях косые слои переходят в миллиметровые слои алеврита и тонкозернистого песка с волнистой слоистостью (см. рис. 1.50, б).

Грубозернистый материал и его плохая сортировка подтверждают, что эти отложения образовались под влиянием прибойного потока, отличавшегося непостоянной силой. Образование отложений с пологонаклонной слоистостью скорее всего происходило в пляжевых условиях. Косослоистые отложения, судя по их непосредственному переходу в тонкозернистый материал с пологоволнистой слоистостью, формировались в глубине моря. Это могло быть на пляжевой ступени или на приближенном к берегу временно осушавшемся подводном валу.

Глава 2

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗРАСТ
ДРЕВНИХ БЕРЕГОВ

Древние береговые образования распространены как на побережьях окраинных и внутренних морей, так и на побережьях изолированных внутриконтинентальных морских бассейнов с специфической историей их развития. Окраинные моря в течение четвертичного периода постоянно, за редкими исключениями, были связаны с Мировым океаном, и на их развитие значительное влияние оказывали изменения его уровня. Внутренние моря эпизодически теряли связь с океаном и на протяжении отдельных этапов времени развивались самостоятельно. Изолированные внутриматериковые бассейны полностью развивались вне прямой зависимости от колебаний уровня Мирового океана.

2.1. Побережья окраинных и внутренних морей

2.1.1. Побережье Балтийского моря

Советское побережье Балтийского моря в пределах Калининградской области, Прибалтийских республик и Ленинградской области охватывает полосу различной ширины, которая местами располагается почти исключительно на суше, а местами почти целиком под водой. Так, в районе Самбийского полуострова почти все древние береговые образования располагаются ниже современного уровня, тогда как на севере Курземского полуострова и на северо-западе Эстонии — главным образом на суше.

Основополагающими работами по поздне- и послеледниковой истории развития Балтики служат исследования Рамзая (Ramsay W., 1924) и Саурамо (Sauremo M., 1958). Данные по геоморфологии Советского побережья Балтики и стратиграфии развитых в его пределах отложений, неотектонике, палеогеографии и ряду других

вопросов содержатся в монографиях Хаузена (Hausen H., 1913a, в), С.А.Яковлева (1926), К.К.Маркова (1931), Э.Ф.Гринбергса (1957), В.Г.Ульста (1957), А.В.Рауска и К.Я.Кессел (1967), В.К.Гуделиса (1973), И.Я.Даниланса (1973), Д.Д.Квасова (1975а), Л.Р.Серебряного (1978) и некоторых других, в коллективных работах "Геология Балтийского моря" (1976) под редакцией В.К.Гуделиса и Е.М.Емельянова, "The Quaternary history of the Baltic" (1979) под редакцией В.К.Гуделиса и Л.К.Кенигсона.

Наряду с поздне- и послеледниковыми образованиями в рассматриваемом регионе местами довольно широко распространены погребенные моренами отложения, связанные со среднеплейстоценовой (миндель-рисской) и позднеплейстоценовой ээмской (мгинской) межледниковыми трансгрессиями.

Гольштейнские (миндель-рисские) отложения представлены глинисто-алевритовыми и частично песчаными осадками, развитыми на участке латвийского побережья, расположенном между городами Лиепая и Вентспилс, а также на литовском побережье, Самбийском полуострове и в некоторых других районах Калининградской области (Кондратене О.П., 1966; Черемисинова Е.А., 1970).

Глинисто-алевритовые отложения Ээмского моря известны на побережье Ленинградской области и на Эстонском острове Суур-Прангли. Морфологически на побережье выражены лишь древние береговые образования поздне- и послеледникового возраста, которые относятся к стадиям Балтийского ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря. В пределах надводной части побережья наиболее полный комплекс этих древних береговых образований наблюдается на северо-западном побережье Эстонии (Kessel H. , Raukas A. , 1979). В направлении на юго-запад и восток абсолютные высоты береговых линий постепенно понижаются, при этом некоторые из них срезаются или перекрываются

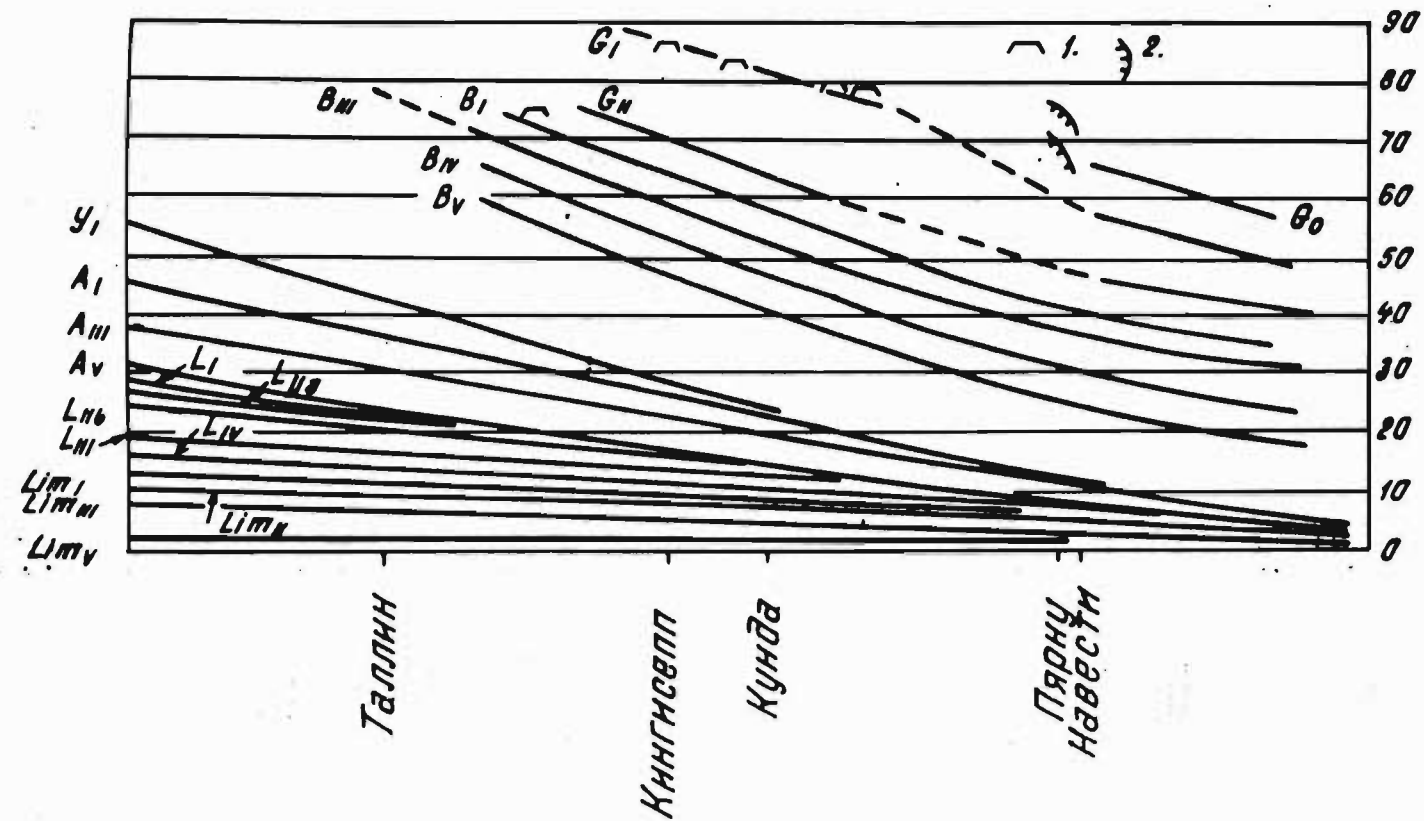


Рис. 2.1. Спектр поздне- и послеледниковых береговых линий Балтики в пределах Эстонской ССР (Kessel H., Raukas A., 1979): 1 - флювиогляциальные дельты; 2 - край ледника. $G_0 - G_2$ - индексы береговых линий локальных приледниковых бассейнов; $B_I - B_V$ - Балтийского ледникового озера; U_I - Иольдиевого моря; $A_I - A_V$ - Анцилового озера; $L_I - L_{IV}$ - Литоринового моря; $Lim_I - Lim_V$ - Лимниевского моря.

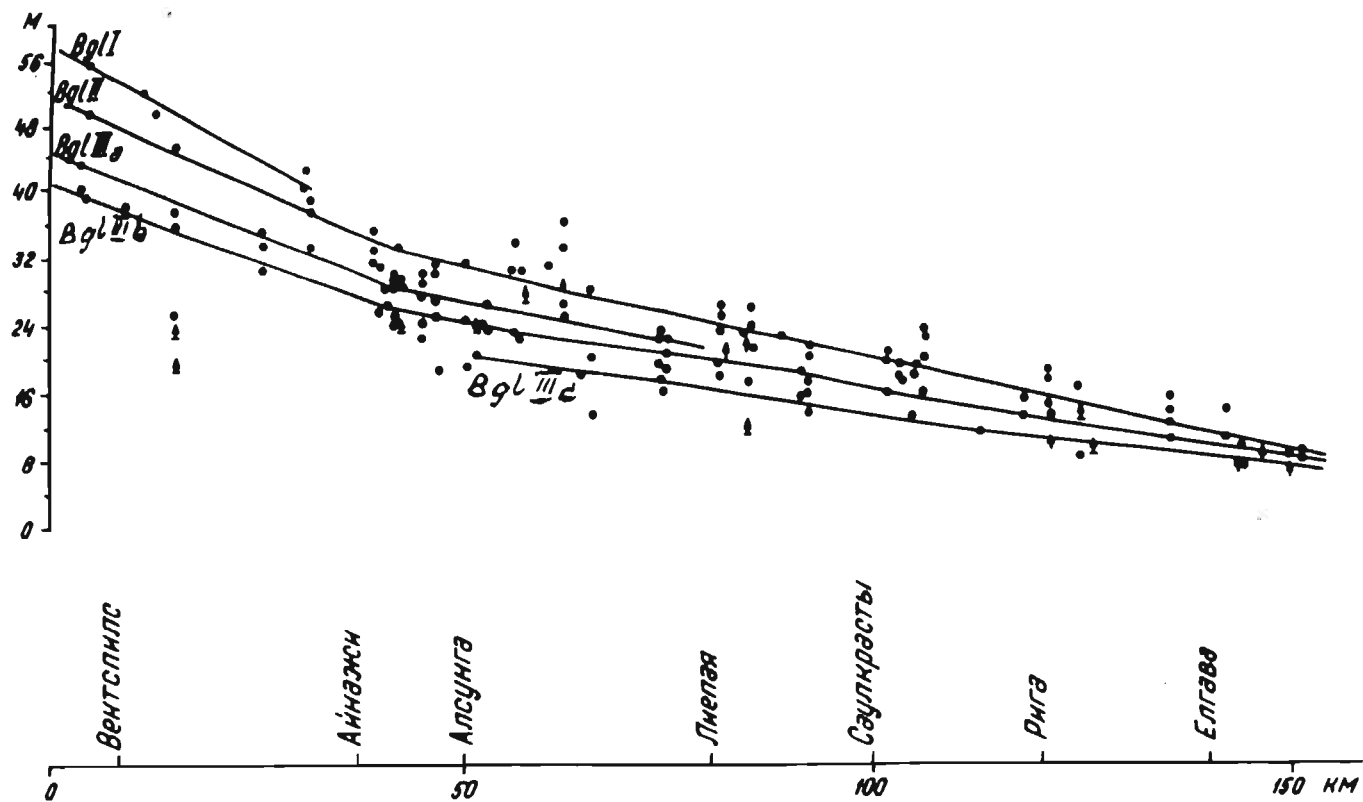


Рис. 2.2. Диаграмма береговых линий Балтийского ледникового озера на территории Латвии (Гринбергс Э.Ф., 1957).

отложениями более молодых береговых образований (рис. 2.1).

В пределах Ленинградской области береговые образования наиболее древнего из поздне- и послеледниковых бассейнов Балтики- Балтийского ледникового озера - представлены террасами и другими аккумулятивными, а также абразионными формами, входящими в состав двух древних береговых линий - G_l III и G_l IV на абсолютных отметках соответственно 18-55 и 12-47 м (Марков К.К., 1934). В последнее время берег G_l III некоторыми исследованиями рассматривается в качестве образования локального приледникового бассейна - озера Рамзая (Квасов Д.Д., 1975 а; Dolukhanov P.M. , 1979).

Берега Балтийского ледникового озера на северном и западном склонах Пандиверской возвышенности Эстонии представлены древними абразионными уступами и береговыми валами. На юго-западной окраине Сакальской возвышенности они выражены главным образом в виде береговых дюн. Опорным, морфологически наиболее четко выраженным является уровень третьей стадии Балтийского ледникового озера (В III). На Пандиверской возвышенности береговые образования этой стадии располагаются на абсолютных отметках 66,5 м, а у Сакальской возвышенности, вблизи р.Навесть, на отметках 38 м. Берег В I соответственно находится на уровнях 70 и 40 м, а берег В IV - на отметках 55-20 м.

В пределах латвийского побережья береговые образования Балтийского ледникового озера также представлены пятью береговыми линиями (B_{gl} I, B_{gl} II, B_{gl} IIIa, B_{gl} IIIb и B_{gl} IIIc), в целом наклоненными на юго-восток и располагающимися между абсолютными отметками 5-55 м (Гринбергс Э.Ф., 1957; и др.). По всей длине побережья наблюдаются лишь береговые линии B_{gl} II и B_{gl} IIIb, в то время как остальные сохранились лишь фрагментарно (рис. 2.2). Береговые линии образуют абразионные уступы, бары,

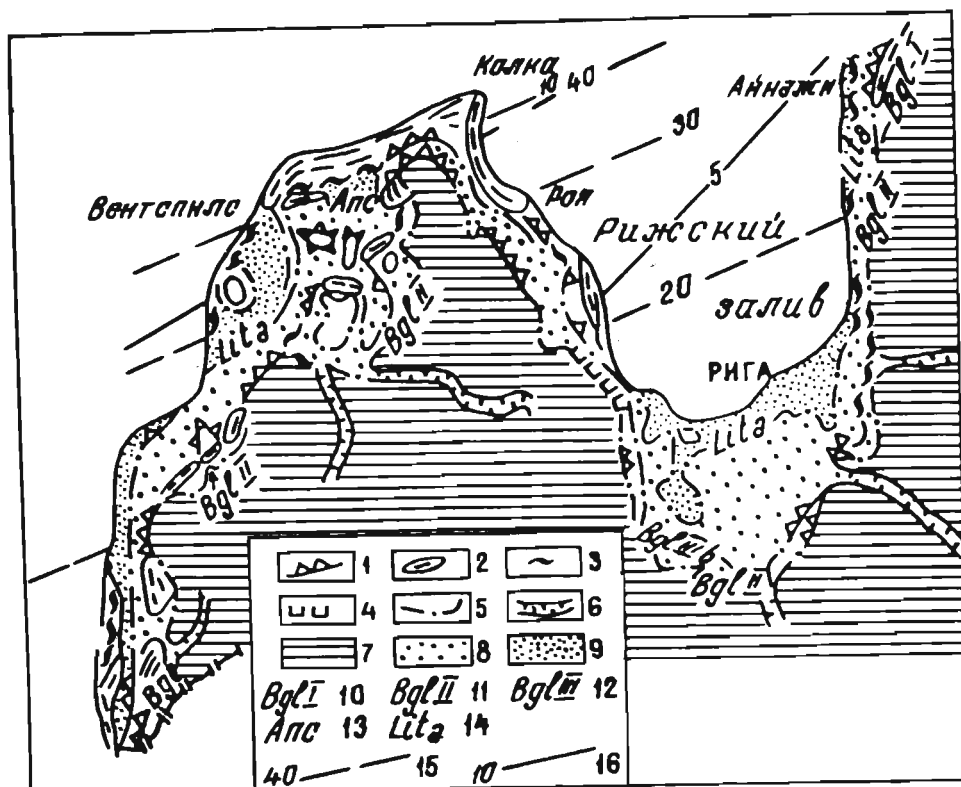


Рис.2.3. Древние берега надводного побережья Латвии: 1-абразионные уступы и обрывы; 2-аккумулятивные террасы; 3-дюнные валы; 4-берег, представленный крутыми склонами холмистого ледникового рельефа без заметных следов волнового воздействия; 5-берег, слабо выраженный в рельефе; 6-долины рек, террасы которых в нижних концах сопряжены с береговыми линиями Балтики; 7-область распространения ледниковых образований; 8-абразионно-аккумулятивная равнина Балтийского ледникового озера; 9-аккумулятивные равнины Анцилового озера и Литоринового моря; 10-12 - индексы береговых линий Балтийского ледникового озера; 14-индекс береговой линии Литоринового моря (фаза *Lit a*); 13-индекс береговой линии Анцилового озера; 15-изобазы берега *Bgl III b*; 16-изобазы берега *Lit a*.

косы, береговые дюны и некоторые другие формы рельефа (рис. 2.3).

На литовском побережье прослеживаются две береговые линии Балтийского ледникового озера - ВС I и ВС II, расположенные на абсолютных отметках соответственно 12-14 и 9-12. Южнее г.Паланга они срезаются более молодой береговой линией Литоринового моря (Гуделис В.К., 1961; Gudelis V. , 1955, 1979). Рассматриваемые берега представлены в основном аккумулятивными формами типа баров и пересыпей. Береговая линия ВС II увязывается с древним берегом *Bgl* II латвийского побережья, а берег ВС I, очевидно, является образованием локального приледникового бассейна (Гринбергс Э.Ф., 1957; Геология Балтийского моря, 1976).

Несмотря на довольно детальную на отдельных участках изученность перечисленных береговых образований, их региональная увязка обстоятельно не переработана и содержит элементы условности, поскольку исследования нередко проводились без учета специфических особенностей проявления трансгрессивности или регрессивности каждой стадии развития Балтийского ледникового озера. Особого внимания в этом отношении заслуживают береговые образования стадий *Gl* IV, V III, *Bgl* II и ВС II, которые на стыковых участках их выделения имеют близкие абсолютные отметки и представляют собой отражение кратковременной трансгрессии значительной амплитуды (не менее 12-26 м). Представляется целесообразным выделить вместо них одной региональной береговой линией *Bgl tr.*, которая служила бы репером по отношению к прочим береговым линиям Балтийского ледникового озера.

Возраст береговой линии *Bgl tr.* определяется как аллередский. В районе вершины Рижского залива абсолютный возраст растительных остатков III надпойменной террасы р.Гауя у хут.Виесулены, связанной с этой береговой линией, по двум определениям составляет 11270 ± 230 и 11114 ± 350 лет. Аллередский возраст двух

образцов II875 \pm 110 и II950 \pm 100 лет — также у наиболее древних остатков дриасовой флоры из отложений Балтийского ледникового озера у г.Елгава (Стелле В.Я., 1968), т.е. в районе, до которого воды первой стадии бассейна Балтийского ледникового озера не распространились (Ульст В.Г. и др., 1963). Возраст береговых линий более ранних бассейнов Балтийского ледникового озера предположительно можно считать среднедриасовым, а более поздних — позднедриасовым.

В последнее время выделяется только одна морфологически выраженная береговая линия Иольдиевого моря — У I, прослеживаемая в крайней северо-западной части территории Эстонии (Kessel H., Raukas A., 1979). Иольдиевый берег на абсолютных отметках 40 м у г.Таллинн и 36,7 м у с.Пийрсалу образуют древние косы, пересыпи и береговые валы, ранее относимые к береговой линии У IV (Кессел Х.Я., 1961).

В пределах надводной части побережья Латвии образования Иольдиевого моря встречаются лишь в погребенном состоянии. В районе устья р.Даугава предположительно иольдиевые осадки представлены песчаными илами с растительными остатками и обломками раковин, заполняющими древний эрозионный врез на абсолютных отметках 20 — 28,5 м ниже уровня моря (Берзинь Л.Э., 1967; Вейнбергс И.Г. и др., 1974; Veinbergs I., 1979). На устьевом участке р.Вента (у г.Вентспилс) лагунные песчанистые глины Иольдиевого моря найдены на 15–20 м ниже уровня моря (Джиноридзе Р.Н. и др., 1967).

Иольдиевые отложения, погребенные более поздними голоценовыми образованиями, известны и на побережье Финского залива. Так, в Лужках абсолютные отметки кровли иольдиевых отложений 18 м, а в районе Черной речки (севернее г.Зеленогорск) — минус 5–6 м (Знаменская О.М., Черемисинова Е.А., 1974).

140 - Берг

Береговые образования Иольдиевого моря формировались в пребореальное время. По данным определений их абсолютного возраста Эстонии (Кессел Х.Я., Пуннинг Я.-М. К., 1969), это продолжалось 10200 - 9300 лет назад.

Береговые образования Анцилового озера в пределах Эстонии представлены пятью береговыми линиями (А I - А V). Для них характерны хорошо сохранившиеся абразионные и аккумулятивные формы. Береговая линия максимума трансгрессии Анцилового озера - А I располагается на абсолютных отметках 5-45 м, прослеживаясь почти на всем побережье. В северном и юго-западных районах Эстонии анциловые берега частично разрушены или погребены под береговыми формами Литоринового моря (Кессел Х.Я., 1961).

В пределах латвийского побережья предположительно анциловые береговые формы выделяются на отметках 10-17 м в виде аккумулятивных террас, пересыпей, гряд береговых дюн и редких абразионных уступов на севере Курземского полуострова, севернее линии нас.п.Пилтене - Роя (Гринбергс Э.Ф., 1957). Погребенные отложения Анцилового озера известны в пределах древней Вентспилсской лагуны (Гринбергс Э.Ф., 1957; Джиноридзе Р.Н. и др., 1967) и на побережье Рижского залива (Aboltina - Presnikova A., 1960; Берзинь Л.Э., 1967). В последнее время анциловые отложения найдены также в обнажениях на р.Ирбе непосредственно мористее предполагаемого берега этого бассейна (Вейнбергс И.Г. и др., 1980).

На побережье вершины Финского залива возле г.Выборг анциловая аккумулятивная терраса расположена на высоте 15-20 м. В направлении к юго-востоку она понижается и срезается берегом Литоринового моря. Далее погребенные анциловые отложения установлены в обнажении на Черной речке на абсолютных отметках 6,5-10 м и в болоте Лахта на 2,2-6,5 м (Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И., 1965). На территории г.Ленинград анциловые отложения

залегает на 2-12 м ниже уровня моря.

Формирование береговых образований трансгрессии Анцилового озера в Эстонии происходило 8400-8200 лет назад (Кессел Х.Я., Пуннинг Я.-М. К., 1969). Возраст древесины из отложений времени начала трансгрессии в Вентспилсской лагуне составляет 9025 ± 75 лет (Гринбергс Э.Ф. и др., 1975). Более поздняя датировка этого же слоя осадков неожиданно оказалась равной 9560 ± 220 лет. Абсолютный возраст материала из низов слоя гиттии времени регрессии Анцилового озера у пос. Варве 7750 ± 180 лет, а в разрезе Ирбе-2 - 7640 ± 150 лет (Вейнбергс И.Г. и др., 1980).

Береговые образования Литоринового моря в надводной части побережья Советской Прибалтики распространены наиболее широко, тем не менее большинство береговых линий прослеживается фрагментарно. В Эстонии трансгрессивный берег $L \bar{I}$ прослеживается на отметках 19-27 м на небольшом участке на северо-западе и острове Хийумаа. Трансгрессивные береговые линии $L \bar{II} a$ и $L \bar{II} b$ как на северо-западе, так и на островах в 9-19 м выше современного уровня моря. Абсолютные отметки береговых линий регрессивных фаз Литоринового моря $L \bar{III}$ и $L \bar{IV}$ 5-17 м. Перечисленные береговые линии представлены абразионными уступами, береговыми валами, косами и береговыми дюнами.

Гипсометрически ниже литориновых образований в Эстонии выделяются береговые линии так называемого Лимнивого моря, которые исследователи других районов также относят к образованиям Литоринового моря (Гринбергс Э.Ф., 1957) или современной стадии Балтики (Геология Балтийского моря, 1976; Квасов Д.Д., 1975 а). Лимниевые береговые образования ($Lim \bar{I} - Lim \bar{IV}$) морфологически выражены менее четко, и Х.Я.Кессел (1965) в этой связи отмечает, что "геоморфологический метод при выяснении стратиграфии Лимнивого моря не дает всюду хороших результатов".

В пределах латвийского побережья береговые образования Литоринового моря приурочены к двум трансгрессивным береговым линиям *Lit_a* и *Lit_b* (Гринбергс Э.Ф., 1957). Абсолютные отметки берега *Lit_a* следующие: у пос.Мазирбе и г.Вентспилс 12-13 м, у оз.Папе 6,5 м, в вершине Рижского залива около 5 м, а на восточном побережье залива 3-5 м. Литориновые берега выделяются мощными песчаными пересыпями, косами, барами и аккумулятивными выступами, прибойно-эоловыми валами. Широко развиты гряды береговых дюн. В районе г.Айнажи и пос.Икла выделенные в Латвии береговые образования *Lit_a* четко прослеживаются далее на территории Эстонии, где они относятся к образованиям береговой линии *Lit_I*. Берег *Lit_b* в пределах латвийского побережья изучен слабо. В Вентспилсской лагуне он выражен изогнутыми в плане барами - пересыпями на абсолютных отметках 8-9 м. По времени образования берег *Lit_b* отвечает берегам лимниевой стадии Эстонии (Гринбергс Э.Ф. и др., 1975).

На литовском побережье береговые образования Литоринового моря известны как береговые линии *Lit₃* и *Lit₄* (Gudelis V., 1955, 1979), которые прослеживаются от границы Латвийской ССР до г.Паланга, а затем на небольшом участке южнее г.Клайпеда. Берег *Lit₃* сопоставляется с берегом *Lit_a* латвийского побережья и отвечает трансгрессивной стадии бассейна. Он располагается на абсолютных отметках 4,5-5 м и представлен аккумулятивной террасой и другими береговыми формами. Берег *Lit₄* находится гипсометрически ниже, на абсолютных отметках 2-2,5 м.

В пределах Ленинградской области берег Литоринового моря прослеживается в районе г.Выборг на абсолютных отметках 18 м, в долине Черной речки на 12-13 м, у пос.Лужки его высота 15 м, в районе г.Ленинград 6 м над уровнем моря. Кроме того, в этом районе выделяется еще один уровень с абсолютными отметками

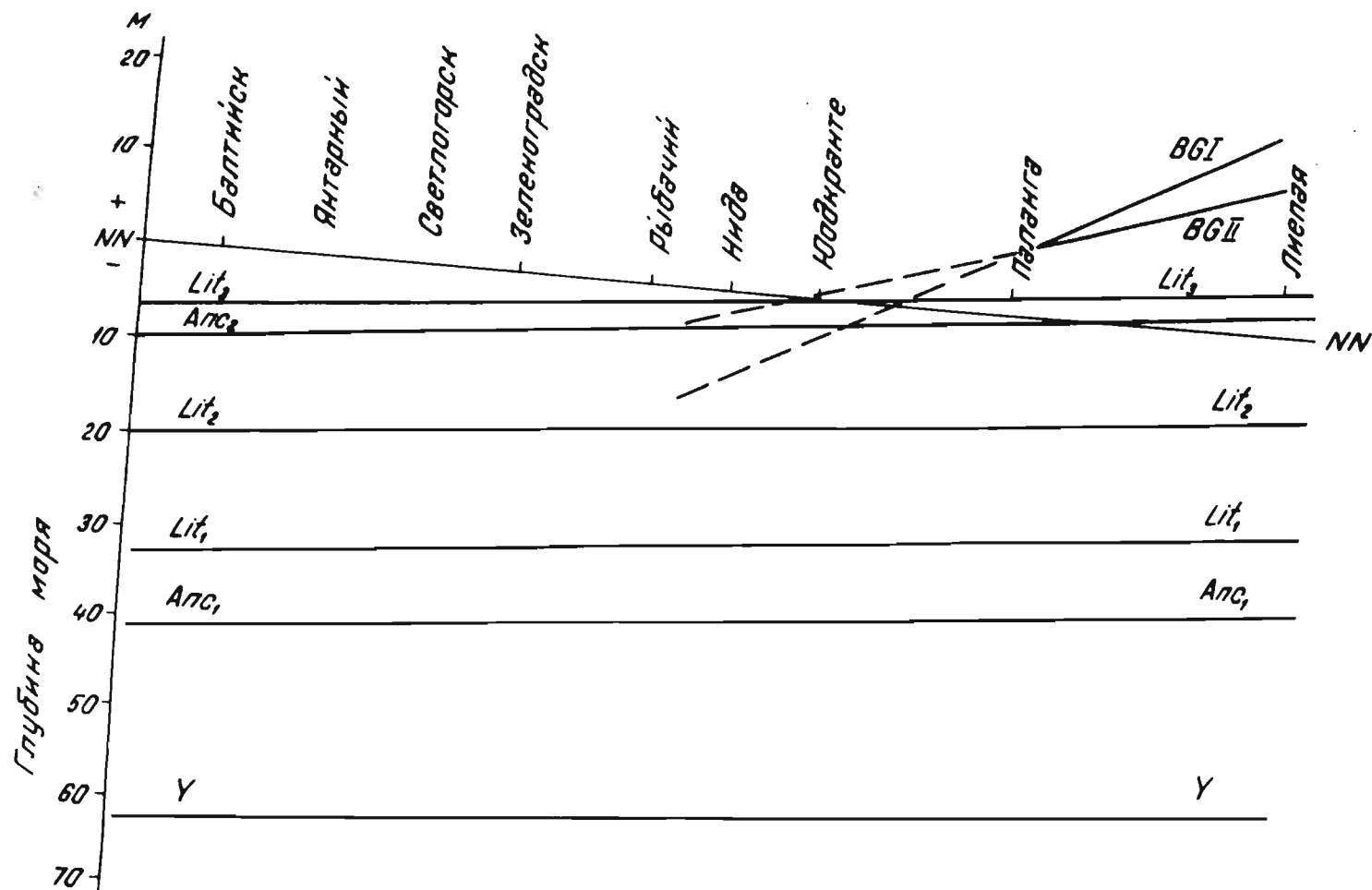


Рис. 2.4. Диаграмма древних береговых линий побережья Литвы и Калининградской области (Лукошявичюс Л.С., Гуделис В.К., 1974).

0-3 м. В рельефе литориновый берег выражен абразионными уступами и береговыми валами.

Существование Литоринового моря связано с атлантическим и суббореальным временем. Максимум литориновой трансгрессии на различных участках побережья, однако, проявляется неодновременно (Kessel H., Raukas A., 1979).

По данным радиоуглеродных датировок возраст береговой линии L_{III} 5000-5200 лет, береговой линии L_{IV} - 4300-4500 лет (Kessel H., Raukas A., 1979), а берега Lim_{III} около 3300 лет (Кессел Х.Я., 1965). Абсолютный возраст образца, взятого в древней Вентспилсской лагуне на контакте торфа, образовавшегося во время регрессии Анцилового озера, и гиттии, связанной с фазой Lit а Литоринового моря, составил 7110 ± 170 , а органических отложений под песками берега $Lit b$ у нас.п.Гипка - 4060 ± 50 лет (Гринбергс Э.Ф. и др., 1975).

В Ленинградской области, в районе нас.п.Приветнинское, возраст торфа под отложениями времени максимального литоринового уровня 5750 ± 150 лет (Dolukhanov P.M., 1979), а торфа из основания слоя литориновых отложений в г.Ленинграде - 6060 ± 170 лет (Знаменская О.М., Черемисинова Е.А., 1974).

Затопленные береговые образования, выделяемые главным образом на побережье Литвы и Калининградской области, остаются еще слабо изученными, особенно в отношении их принадлежности к определенным стадиям развития Балтики. Ряд исследователей (Лукошявичюс Л.С., Гуделис В.К., 1974; Gudelis V., 1979; Блажчишин А.И., 1981; Блажчишин А.И. и др., 1982) выделяют на подводной части побережья Литвы и Калининградской области береговые образования локальных приледниковых бассейнов, Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря (рис.24).

По А.И.Блажчишину (1981; Блажчишин А.И. и др., 1982), бере-

говые образования локальных приледниковых бассейнов северо-западнее мыса Таран располагаются на глубинах 70-75 и 96-105 м, где они выражены в рельефе дна в виде абразионных уступов, а на одном участке даже аккумулятивной террасой. Иольдиевый берег прослеживается на склонах Самбийско-Куршского поднятия в виде трех террас на глубинах 58,5-63,5 м, а северо-западнее г.Клайпеда - в виде уступа на глубине 50-52 м (Бергман В.С., Тимофеев И.А., 1972). В районе Клайпедского поднятия (банки) этот берег располагается на глубинах 55,5-62 м.

К берегам Анцилового озера относят абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы на глубинах 30-46 м и затопленные донные массивы напротив Куршской косы. По мнению А.И.Блажчишина, в рассматриваемом районе анциловые берега были унаследованы и продолжали развиваться еще в начале литоринового времени. В частности, к ним относится затопленный абразионный уступ высотой 4-8 м, протягивающийся по периметру Самбийского полуострова на глубинах 18-29 м.

Береговые линии Литоринового моря выделены на глубинах 16-20, 14-16 и 8-12 м.

2.1.2. Кольское побережье Баренцева моря

Баренцевоморское побережье Кольского полуострова в надводной части в целом узкое, ширина его обычно составляет лишь несколько километров. Тем не менее здесь установлен ряд комплексов, морфологически четко выраженных береговых форм позднего и послеледникового возраста. Абсолютные отметки последних увеличиваются в направлении к центральной части полуострова, т.е. к центру плейстоценового материкового ледникового покрова.

Наиболее ранние исследования этих береговых образований относятся к концу прошлого столетия (Ramsay W. , 1898). Тан-

нер (Tanner V., 1930) провел здесь более детальные исследования, выделив 35 древних береговых уровней. Позднее изучение указанных береговых образований проводилось Г.И.Горецким (1941), М.А.Лавровой (1960), А.А.Никоновым (1964), Б.И.Кошечкиным (1979) и др.

По Мартинссену (Marthinussen M., 1960), предложившему индексацию древних берегов Баренцева моря, береговые линии, обозначенные индексами $S_9 - S_1$, являются отражением уровней портландиевой трансгрессии, береговые линии $P_{I2} - P_6$ - регрессии литорины океанической, а береговые линии P_5^V и $P_5 - P_I$ связаны со стадией фолас. При этом берег P_5^V отмечает максимальный рубеж распространения моря фолас, а берега $P_5 - P_I$ связаны с последующей регрессией. Береговая линия N_8 отвечает трансгрессии тапес II (образования трансгрессии тапес I встречаются только в погребенном виде). Линия N_5 соответствует трансгрессии тривия, а береговые образования N_4 , N_3 и N_2 - трем еще более поздним трансгрессиям. Линия N_1 соответствует современному положению уровня.

Наиболее отчетливо поздне- и послеледниковые береговые образования Баренцева моря выражены в пределах северо-западной части Кольского полуострова (Кошечкин Б.И., 1979). Самые древние береговые образования $S_9 - S_3$ известны только в пограничных с СССР районах Норвегии и Финляндии (Marthinussen M., 1974). На советском побережье развиты лишь берега S_2 и S_1 на высотах 88-95 м. Они выражены как абразионными, так и аккумулятивными формами. Последние сложены плитчатой галькой и на поверхности имеют береговые валы. Согласно косвенным признакам, эти берега формировались в аллередское время (Кошечкин Б.И., 1979).

Береговая линия литориновой регрессии P_{I2} прослеживается на абсолютных отметках 69-76 м. В районе верховьев р.Какурийоки она сопряжена с маргинальной моренной грядой; с водно-ледниковыми образованиями местами сопряжены также берега P_{II} и P_{IO} .

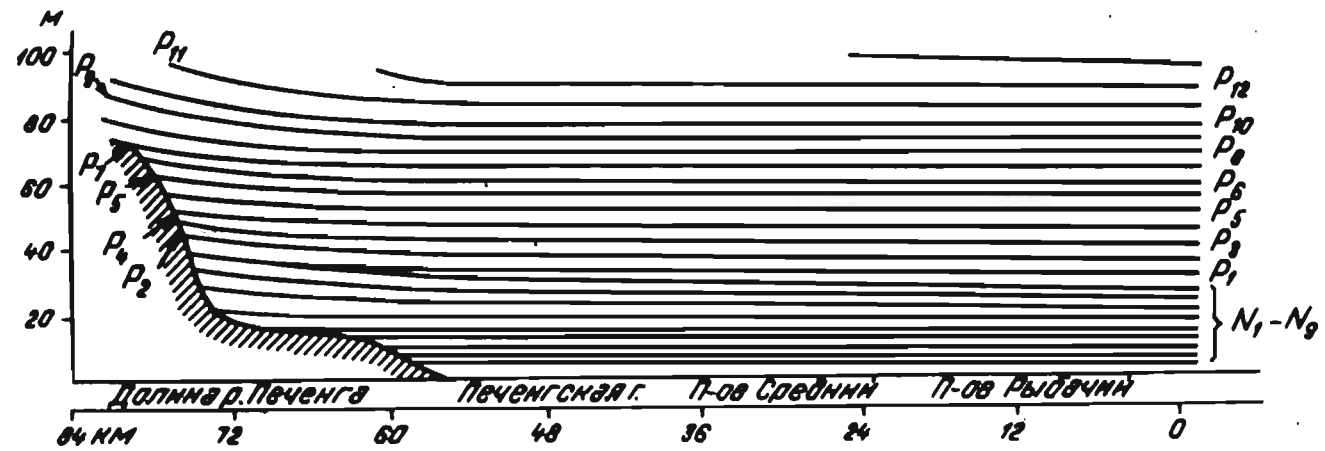


Рис. 2.5. Диаграмма древних береговых линий полуостровов Рыбачий и Средний и долины р. Печенга (Кошечкин Б.И., 1979).

-147-

В долинах рек Титовка, Западная Лица и Ура отметки берега P_{12} 87-91 м, а берегов P_{11} и P_{10} - 75-83 м.

Террасы $P_9 - P_5$ в средней части долины р.Лотта выделяются на абсолютных отметках 90-115 м, а у ее устья - 80-95 м (Никонов А.А., 1964); в долине р.Кола - соответственно на гипсометрических уровнях 100-70 и 65-85 м (Горецкий Г.И., 1941).

Береговая линия максимума трансгрессии фолас P_5' и регрессивные береговые линии $P_4 - P_1$ с перерывами прослеживаются на всем побережье. На полуостровах Рыбачий и Средний они выражены абразионными уступами и сериями галечных береговых валов (рис. 2.5). Отметки берега P_5' обычно колеблются в пределах 62-69 м и достигают максимальных значений в долинах рек Тулома и Лотта (соответственно 70 и 120 м). Береговые линии регрессивных фаз прослеживаются на отметках 36-62 м, при этом в связанных с ними отложениях впервые появляется пемзовая галька. Восточнее Кольского залива гипсометрическое положение древних береговых линий значительно понижается (Кошечкин Б.И., 1979).

Береговая линия N_8 (трансгрессия тапес II) на полуострове Рыбачий представлена широкой террасой или мощным береговым валом, располагающимся на отметках примерно 22-27 м. На полуострове Средний она наблюдается на высотах 25-27 м, а в бассейне р.Печенга и Амбарной губе около 27 м. Вверх по р.Печенга абсолютные отметки положения берега N_8 возрастают до 40 м, а в депрессии Кольского залива и р.Тулома - до 45 м. В направлении на восток береговая линия понижается до 20 м над уровнем моря (мыс Могильный и восточнее).

Позднеголоценовые береговые образования развиты повсеместно. В долине р.Таз они распространены на уровнях 5-12 м. На полуостровах Рыбачий и Средний береговые линии четко прослеживаются по современным берегам моря. Максимальные отметки до 15 м и позднеголоценовые береговые линии имеют в Кольском за-

ливе и долине р.Тулома.

Существует мнение, что литориновая регрессия, начавшаяся в позднеледниковое время, завершилась 9500 лет назад (Кошечкин Б.И., 1979). Абсолютный возраст створок *Mya truncata* из слоев морских осадков в толще водно-ледниковых отложений у пос.Печенга 10030 ± 130 лет, а раковин *Hyatella arctica*, связанных с береговыми линиями, - 9490 ± 100 , 9340 ± 100 и 9240 ± 150 лет.

Трансгрессия фолас и образования берега P_5' относятся ко времени 8500 лет назад (Кошечкин Б.И., 1979). Абсолютная датировка раковин *Mytilus edulis* из разреза отложений этой стадии на 12-м километре дороги на Борисоглебскую ГЭС составляет 8590 ± 60 лет. Стоянки человека, обнаруженные на уровнях регрессивных берегов стадии фолас на абсолютных отметках 58-60 м, датируются 6-5 тысячелетиями до наших дней (Гурина Н.Н., 1971).

Время проявления трансгрессий тапес соответствует началу и середине атлантического времени (Кошечкин Б.И., 1979). Для отложений трансгрессии тапес I известны абсолютные датировки 7360 ± 120 и 6870 ± 60 лет. Время же образования береговой линии N_3 (стадия тапес II) по датировкам на полуострове Рыбачий в губах Зубовская и Эйна - соответственно 5650 ± 80 и 6480 ± 60 лет. Эта береговая линия фиксирует границу максимального массового распространения пемзовой гальки.

Берег трансгрессии тривия - N_5 суббореального возраста. Следующая трансгрессия моря имела место 4,1 тыс.лет назад (берег N_4). Береговая линия N_3 была сформирована трансгрессией моря 3800-3600 лет назад, а линия N_2 - трансгрессией, начавшейся позднее, 1950 лет назад (Кошечкин Б.И., 1979).

В пределах подводной части побережья отмечены террасообразные уступы на глубинах 60-70 и 200 м, которые М.В.Кленова

(1948, 1960) считает береговыми образованиями времени вюрмского и рисского оледенения. Несколько морских "аккумулятивно-абразионных поверхностей" выделяют также А.Н.Ласточкин и Б.Г.Федоров (1978). В.Д.Рвачев (1968) на западном крае Баренцева шельфа в районе острова Медвежий выделяет 7 уступов, располагающихся на глубинах 50-510 м, а Б.И.Котенев с соавторами (1976) в этом же районе установили древние берега на абсолютных отметках минус 70-80, 160-200 и 250-350 м.

Все указанные образования пока еще слабо изучены, и, как отмечает М.Г.Гросвальд (1982), их происхождение, по крайней мере в ряде случаев, может быть объяснено экзарационной деятельностью Баренцевоморского ледникового покрова.

2.1.3. Побережье Белого моря

Побережье этого моря узкое, ширина его обычно несколько километров. Согласно представлениям ряда исследователей о неоднократном существовании пролива между Белым и Балтийским морями, наиболее поздним из которых явилось позднеледниковое их соединение, побережье Белого моря должно было бы непосредственно перейти в побережье Балтийского моря. Однако доказательств существования позднеледникового времени морского пролива между этими морями пока недостаточно. Более того, существует мнение, что в то время Белого моря вообще не было. Его впадина была занята ледниковым льдом, что убедительно доказывается данными абсолютного возраста пресноводных отложений лимногляциальных бассейнов, подпруженных льдом со стороны впадины Белого моря (Потапенко Л.М., 1975; Лавров А.С., 1977). Осадки приледникового озера финального этапа оледенения в бассейне р.Пеза датированы 10150 ± 100 и 10160 ± 90 лет, осадки старичных фаций, по-

гребенные под отложениями последнего лимногляциального бассейна, в долине р. Вычегда - 10560 ± 90 , 10900 ± 130 , 11900 ± 130 и 12260 ± 300 лет.

Территория, прилегающая к Белому морю, особенно к его северным, северо-восточным, восточным, юго-восточным и юго-западным берегам, является областью широкого распространения погребенных моренами морских отложений. Например, В.Г. Легкова (цит. по (Стрелков С.А., 1976)) в разрезе отложений, заполняющих Северо-Двинскую и Пезинскую впадины, выделяет даже три пачки морских отложений, сформировавшихся во время трех межледниковий.

Э.И. Девятова (1982) в позднем плейстоцене отмечает две трансгрессии Белого моря - во время микулинского межледниковья (бореальная трансгрессия) и в раннем валдае (беломорская трансгрессия). Морской бассейн бореальной трансгрессии, по мнению указанного автора и других исследователей (Лихарев Б.П., 1933; Лаврова М.А., 1937; Карабасников М.Н., 1937; Смирнова В.М., 1976), затоплял обширные районы побережья Белого моря и по понижениям Северной Двины распространялся далеко на юг, ответвляясь в Вагскую депрессию. Через Карелию это море соединялось с Эмским морским бассейном Балтики (Экман И.М., 1937). Согласно Э.И. Девятовой, на правом берегу Северной Двины к югу от р. Пиньгиша, в районе Нижнеонегорского понижения, на Онежском полуострове, Беломорско-Кулойском плато и Пинежско-Мезенском водоразделе, через покров отложений последнего ледника "просвечиваются" абразионные уступы, врезанные в коренные породы. В современном рельефе они выражены "в виде то более, то менее сглаженного уступа". В противовес мнению других исследователей о сравнительно высоком уровне Бореального моря (даже более 100-150 м над уровнем современного моря) Э.И. Девятова (1982) убедит-

тельно доказывает, что максимальный предел распространения осадков прибрежного типа не превышает абсолютной отметки 60 м.

Бассейн беломорской трансгрессии, который по времени существования соответствует сийскому потеплению, не имел, однако, связи с Балтикой. Отложения беломорской трансгрессии от нижележащих осадков Бореального моря отделены озерными и озерно-ледниковыми слоями. Несмотря на меньшие размеры бассейна беломорской трансгрессии, Э.И.Девятова считает, что его береговая линия находилась на абсолютных отметках выше 60 м; но это маловероятно.

На Терском берегу Белого моря по В.Я.Евзерову с соавторами (1981) морские осадки понойских слоев чапомского и понойских разрезов могут рассматриваться как образования микулинского межледниковья. Залегающие с размывом стрельнинские слои (Гудина В.И., Евзеров В.Я., 1973), оставленные самостоятельной трансгрессией, средневалдайского возраста. Согласно В.Я.Евзерову с соавторами (1976) береговая линия межледникового моря на Кольском полуострове достигла 150 м абсолютной высоты.

Морфологически четко выраженные береговые формы побережья Белого моря лучше всего изучены на Терском берегу Кольского полуострова (Кошечкин Б.И. и др., 1976; Кошечкин Б.И., 1979). Исследованные здесь береговые образования хорошо увязываются с таковыми побережья Баренцева моря. Исключение составляют лишь гипсометрически более высоко расположенные береговые линии, маркирующиеся на абсолютных отметках 127-138 и даже до 260 м. Они представляют собой образования приледниковых бассейнов времени деградации последнего ледникового покрова.

Наиболее древняя из четко увязывающихся береговых линий северного побережья Белого моря - линия P_5^V трансгрессии фолас, которая здесь располагается на абсолютной высоте около 45 м. Береговые образования P_5-P_I развиты фрагментарно и находятся

в 27–40 м над уровнем моря.

Береговая линия N_8 трансгрессии тапес II на Терском берегу располагается на абсолютных отметках 23–26 м, а в вершинах бывших заливов, наиболее глубоко вдававшихся в сушу, еще выше. Более молодые береговые линии среднеголоценового комплекса представлены фрагментарно, и их корреляция затруднительна.

Наиболее четко выражены позднеголоценовые береговые линии ($N_4 - N_1$), особенно на приустьевых участках берега, где они располагаются на отметках до 14–18 м, а в вершинах отдельных заливов — даже до 25–26 м.

В пределах Колвицкого и Кандалакшского участков берега, верхняя граница побережья, представленная береговыми образованиями раннеголоценовой трансгрессии фолас, находится на абсолютных высотах до 80–85 м, в северо-восточной части Ковдозера она понижается до 57 м. На Карельском участке побережья, где берег P_5' изучен слабо, береговые образования этого возраста установлены в нижней части долины р. Выг на абсолютных отметках 34–36 м и в районе пос. Мать-Гора — на отметках 38–43 м. Береговые линии $P_5 - P_I$ здесь располагаются в интервале абсолютных высот 25–31 м,

Береговая линия N_8 на Колвицком и Кандалакшском участках располагается на отметках 44–50 м, а на Карельском участке, где она хорошо представлена на приустьевых участках берега, — на отметках 39–41 м, в районе Княжьей губы — до 20–22 м в устье р. Выг (Горецкий Г.И., 1951). Остальные среднеголоценовые береговые линии на рассматриваемых участках встречаются фрагментарно на более низких уровнях.

Особенно хорошо представлены в пределах Кандалакшского и Карельского участков позднеголоценовые береговые линии ($N_4 - N_1$). Берег N_4 на северном берегу Кандалакшского залива располагается на высотах до 14 м, а в районе г. Беломорск — на от-

метках 8-10 м.

В пределах южного и восточного Прибеломорья древние береговые линии изучались в основном на Онежском полуострове (Лаврова М.А., 1931, 1933). Наиболее высокая береговая линия здесь установлена на абсолютных отметках 60-80 м. Террасы высотой 30-35 и 21,5-26 м относятся к древнему голоцену, а терраса с абсолютной высотой 11,5-14 м - к среднему. Возраст двух нижних террас, располагающихся на высотах 4-7,5 и 1,5-4,5 м, датируется суббореальным-субатлантическим временем.

На острове Б. Анзерский Соловецкого архипелага серия хорошо выраженных береговых образований завершается на отметках около 21 м (берег N_5). Выше, до четко выраженной верхней морской границы на отметках около 39 м, располагаются лишь фрагменты неясно выраженных террасообразных площадок (Кошечкин Б.И., 1979). На побережьях Онежской и Северо-Двинской губ, к которым прилегают низменные территории, древние береговые образования встречаются редко.

Затопленные береговые образования в Белом море также редки. По данным исследований Е.И. Невесского с соавторами (1977), данные осадки Белого моря представлены двумя пачками. Нижняя из них, залегающая непосредственно на коренных породах и представленная очень тонкозернистым, мягкими, однородными илами, возникла в условиях подледного осадконакопления. Иногда между подошвой этой нижней пачки и коренным субстратом залегают тонкие прослойки, сложенные ленточными глинами. Мощность илов часто превышает 3-4 м. Вблизи берегов наблюдается постепенная смена илов более грубозернистыми отложениями. Верхняя пачка, которая формировалась в открытом море, весьма пестра и включает разнородные отложения: от галечников и песка до тонкозернистых илов. Мощной этой пачки до нескольких метров. Она содержит много раковин моллюсков,

микрофауну и диатомовые, которые в нижней пачке, за исключением ее самой верхней части, отсутствуют.

Указанными авторами выделены 1) аллередский ледниково-озерный, 2) позднедриасовый ледниково-морской, 3) пребореально-бореальный переходный и 4) средне- и позднеголоценовый морской этапы осадконакопления. Аллередский этап, по мнению Е.Н.Невесского с соавторами (1977), связан с существованием нескольких приледниковых бассейнов по краям впадины Белого моря, основная часть которого еще была занята льдом. Позднедриасовый этап уже характеризовался единым бассейном, соединявшимся с Баренцевым морем и покрытым панцирем плавучих реликтовых льдов. Крупный массив мертвого льда в центральной части моря сохранился вплоть до атлантического времени.

Однако Е.Н.Невесский с соавторами (1977) при анализе истории развития Белого моря поздне-и послеледникового времени пренебрегли известными материалами по четвертичным отложениям и геоморфологии прилегающей суши, что привело к нескольким неточностям.

В соответствии с данными о возрасте отложений бассейна р.Леза и долины р.Вычегда (Потапенко Л.М., 1975; Лавров А.С., 1977) подпруженные водно-ледниковые бассейны региона Белого моря существовали не только в аллереде, но и позднем дриасе. Судя же по геоморфологии побережья, морской бассейн во впадине Белого моря установился лишь около 8500 лет назад. Такой возраст, согласно радиоуглеродному датированию, у берега P_5^v трансгрессии фолас на северном и западном побережьях Белого моря (Кошечкин Б.И., 1979). Гипсометрически выше берега P_5^v здесь распространены лишь береговые линии локальных ледниковых бассейнов.

Таким образом, в действительности ледниково-озерный этап

в Белом море длился по крайней мере до конца позднеледниковья и, возможно, даже охватывал начало голоцена.

2.1.4. Материковое побережье Баренцева моря

Древние береговые образования материкового побережья Баренцева моря по сравнению с развитыми на побережье Кольского полуострова изучены слабее. Ранее признавался гляциальный характер рельефа региона (Григорьев А.А., 1924; Яковлев С.А., 1947; Чернов Г.А., 1947; Краснов И.И., 1947). Но в последнее время ряд исследователей к формированию рельефа прибрежной полосы суши подходят с позиций антигляциализма, принимая ледниковые образования за морские. С этим, однако, нельзя согласиться. В районе Печорской губы в невысоких береговых обнажениях и мелких скважинах, под маломощными слоями песчаных и алевроитовых лимногляциальных отложений повсеместно залегают серые, синевато-серые моренные отложения, которые в большом количестве содержат *раздробленные, а местами почти целые створки морских моллюсков.* *В ледник попали при его передвижении по шельфу.*

Морена представлена валунными суглинками и глиной значительной плотности с гляциодинамическими текстурами и четко выраженной ориентировкой удлиненных валунов в направлении с севера на юг. Валуны в диаметре до 1-2 м характеризуются отполированной поверхностью с большим количеством ледниковых шрамов. В районе низовий р.Черная в современном рельефе хорошо выделяется серия "свежих" субгляциальных ложбин, а на мысе Болванский Нос - типичный камовый ландшафт.

Моренные отложения наблюдались нами также на острове Колгуев, в районе пос. Бугрино и в окрестностях устья р.Великая, где они обнажаются в береговых обрывах моря. Они хорошо прослеживаются также на южном побережье между пос.Варандей и мысом Медынский.



Рис. 2.6. Схема распространения Бореального моря на Севере СССР (Лаврова М.А., 1961).

I - территории, покрытые Бореальным морем во время максимума трансгрессии.

Материковое побережье Баренцева моря богато захороненными морскими отложениями. Межледниковое Бореальное море здесь было широко распространено и по долинам Печоры, Лаи, Колвы образовывало глубокие морские заливы (Лаврова М.А., 1961). На хребте Пай-Хой существовали проливы, соединяющие Печорский и Западно-Сибирский бассейны (рис. 2.6). Морские глины слагают нижнюю часть известного обнажения Вастьянский Конь в нижнем течении р. Печоры (Лавров А.С., 1981), которое изучали многие исследователи. А.С. Лавров (1970) в результате изучения долин рек региона пришел к заключению, что в четвертичном периоде здесь было 6 этапов трансгрессий моря и 5- оледенений. Горизонты морских отложений, разделенные моренами, выделены Ю.А. Лаврушиным и О.Г. Эпштейном (устное сообщение). По наблюдениям на востоке острова Колгуев, в погребенных морских толщах наряду с глинисто-алевритовыми отложениями порой встречаются слои более грубо-зернистых прибрежно-морских отложений значительной мощности. На недавно построенном схематичном меридиональном разрезе четвертичных отложений Северного Предуралья (Астахов В.И., 1984) изображены 2 или 3 слоя морских отложений, которые залегают между гляцигенными осадками.

Высоко приподнятые, морфологически выраженные древние береговые образования на рассматриваемом побережье, как правило, не наблюдаются. В пределах Печорской губы и западнее до мыса Святой Нос, на острове Колгуев и на участке пос. Варандей - мыс Медынский лишь в нескольких местах побережья Баренцева моря обнаружены отмершие береговые образования расположенные на гипсометрическом уровне современного берега. Они представлены четко выраженными абразионными уступами и поросшими растительностью аккумулятивными формами с береговыми валами на поверхности, что свидетельствует о небольшом возрасте упомянутых береговых образований.

Возникновение этих береговых форм предположительно происходило во время кульминации поздне- и послеледниковой трансгрессии в условиях ингрессии моря. Не исключено, что в это время зародились также современные косы: Русский и Медынский завороты - Гуляевские кошки, острова Песяков и Варандей, дальнейший рост которых происходил позже. Завершение роста упомянутых кос и островов характеризовалось развитием эоловых процессов (за исключением Гуляевских кошек). На их мористом краю образовались дюнные формы, свидетельствующие о более или менее стабильном положении береговой линии с этого края береговых аккумулятивных форм.

В настоящее время происходит погружение берега. Мористые края дюн размываются, и местами эоловые гряды и массивы (высота от несколько до 8 м) уже прерваны. Здесь во время штормов вода переливается в лагуны и затапливает прилегающую низменную тундру. Вопрос о положении края последнего ледника 9000 лет тому назад на рубеже Мархидской конечной морены (Гросвальд И.Г. и др., 1974) или еще севернее, в настоящее время несколько проясняется. Х.А.Арсланов, А.С.Лавров и др. (1987) опубликовали новые датировки по C_{14} . По указаниям этих авторов на побережье Печорского моря прослеживается терраса абсолютной высоты 15-17 м, сложенная песком. Погребенные в песках этой террасы торфяные отложения имеют возраст 8,9-10,5 тыс. лет. Определения же торфа тыловой части террасы непокрытого песками, составляет 9270 ± 80 , 9360 ± 120 и 9610 ± 80 лет ~~назад~~. Можно полагать, что около 9000 лет назад край последнего ледника уже находился гораздо севернее Мархидской конечной морены, в районе современной береговой зоны моря.

Затопленные береговые образования в Печорском море выделены О.Г.Эпштейном (устное сообщение) на глубинах 4-6, 8-11,

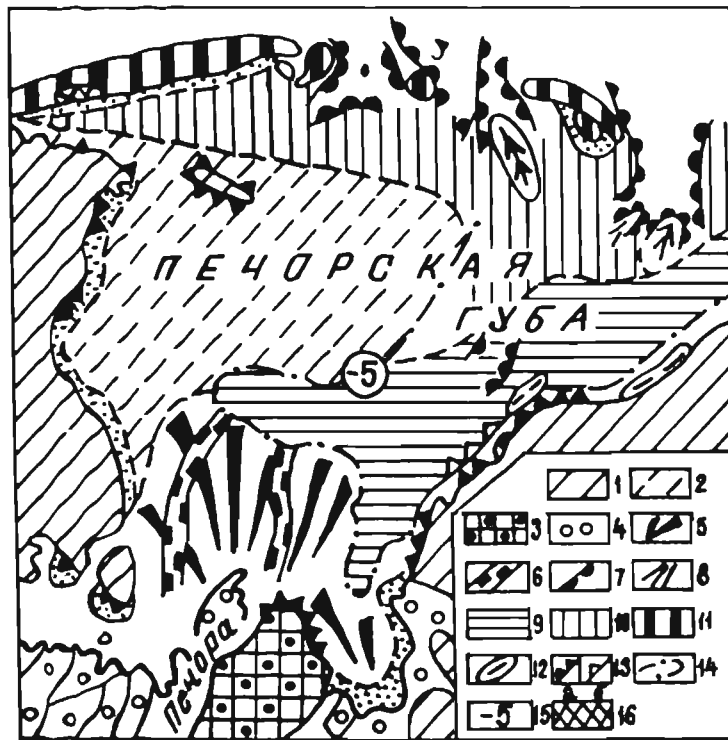


Рис.27. Геоморфологическая схема района Печорской губы: I-донно-моренная равнина с термокарстом; 2-затопленная донно-моренная равнина со следами волнового воздействия; 3-холмистый ледниковый рельеф (камы, моренные холмы); 4-надводные дельтовые равнины; 5-подводные части речных дельт; 6-русла в подводных частях речных дельт; 7-эрозионные ложбины, выработанные течениями; 8-"дельты" (конуса выноса) эрозионных ложбин; 9-подводная аккумулятивная равнина седиментации преимущественно алевритового материала; 10-то же, преимущественно песчаного материала; 11-крупные береговые аккумулятивные формы (современные); 12-небольшие береговые аккумулятивные формы (современные и древние-затопленные); 13-абразионные уступы: а-современные; б-древние - затопленные; 14-затопленный берег, морфологически слабо выраженный на дне губы; 15-отметки абсолютной высоты затопленного берега; 16-дюнные массивы.

10–28, 27–32, 46–50 и 60–70 м. По нашим наблюдениям, затопленная береговая линия на глубинах моря около – 5 м находится в Печорской губе. Она представлена древней косой мелью Коротовка против мыса Константиновский и выработанным в морене затопленным абразионным уступом на участках устьев рек Дресвянка и Двойник (рис. 2.7). В других районах губы 5-метровая береговая линия морфологически слабо выражена, так как находится в зоне интенсивного воздействия волн на дно.

На побережье открытого моря до глубин 30 м большинство затопленных береговых образований также уничтожено волнами и течениями, и они сохранились лишь фрагментарно. Например, на восточном побережье острова Колгуев подводный береговой склон современного моря главным образом выровнен и покрыт песками. Лишь местами на лентах эхолота появляются формы рельефа на глубинах 20 м, похожие на затопленные абразионные уступы и бары.

2.1.5. Побережья островов Новая Земля и Франца-Иосифа

Древние приподнятые береговые образования на островах Новой Земли известны давно. На большое их число и порой значительные абсолютные отметки указывали Гефер (Noefer H. , 1874), А.Э.Норденшельд (1880) и Гренли (Grønlie O.T. , 1924).

Наиболее широко распространены абразионные уровни, в то время как береговые аккумулятивные формы наблюдаются ограничено. Береговые формы по особенностям распространения и гипсометрическому положению можно подразделить на три комплекса: верхний, средний и нижний (Чижов О.П. и др., 1968). Морские террасы верхнего комплекса, охарактеризованные фаунистически, обнаружены только в районах заливов Русская Гавань, Северный и Южный Сульменева, Шуберта и в губе Безьянная. Они располагаются

между абсолютными отметками 240-420 м, и на них встречаются окатанная плоская галька, хорошо сохранившиеся раковины моллюсков и древесный плавник. Верхние террасы распространены ограниченно. На Северном острове на отметках этих террас в основном располагаются современные ледники, а на Южном острове - древние ледниковые образования без следов волнового воздействия.

Террасы среднего комплекса, наблюдающиеся на абсолютных отметках 90-240 м, выявлены повсеместно на обоих новоземельских островах. На севере региона террасы покрыты песком и галькой, иногда на их поверхности наблюдается суглинок с морской фауной. На Южном острове морские отложения террас представлены темно-серыми глинами с примесью галечника и остатками морской фауны.

Наиболее четко выражен 200-метровый морской уровень, который прослеживается как по восточному, так и западному побережьям. Характерно, что вдоль всего западного побережья Северного острова 200-метровая береговая линия окаймляет входы и бухты, но отсутствует в кутовых частях заливов, где во время ее образования находились ледниковые языки. На карском побережье протяженность этой террасы почти непрерывная. На Южном острове аналогичная терраса развита хорошо. Наиболее же древняя береговая линия, прослеживающаяся через пролив Маточкин Шар, наблюдается на абсолютных отметках 137 м на западе его и 127 м - на востоке.

Террасы нижнего комплекса хорошо выражены по всему побережью островов. В основном это абразионные террасы, ниже абсолютной отметки 20 м - аккумулятивные. Фауна на поверхности террас представлена главным образом *Saksicava arctica*, *Mya truncata*, *Astarte crenate*. В террасе 70-80 м отмечена *Pecten islandicus*.

До недавнего времени новоземельские береговые линии считались поздне- и послеледниковыми. Например, абсолютный возраст

плавника из района Русская Гавань, найденного на высоте 8-2 м над уровнем моря, составлял 5055 ± 100 лет, а плавника на высоте 4,1 м - 3510 ± 100 (Гросвальд М.Г., 1983). Однако в последнее время появились и более древние датировки береговых линий. Так, абсолютный возраст раковин из 50-метровой террасы в районе Русская Гавань - 32700 ± 33 лет по их внешней фракции и около 35000 лет - по внутренней. Возраст раковин из 75-метровой террасы 32270 ± 1060 лет, а раковин из морены ледника Чаева (высота 165-170 м) - 37000 ± 33 лет по внешней фракции и 40000 лет - по внутренней (Гросвальд М.Г., 1983).

Перечисленные древние датировки береговых линий Новой Земли близки к верхнему пределу определений посредством радиоуглеродного анализа. По опыту определения абсолютного возраста в Прибалтике, датировки около 30000-40000 и более лет в действительности оказывались еще более древними. Таким образом, указанные береговые линии Новой Земли могут быть и древнее каргинского межледниковья.

Поскольку Новая Земля по крайней мере во время последнего оледенения покрывалась ледниковым щитом, можно предполагать, что значительная часть высоко приподнятых морских террас в современном виде представлена лишь сохранившимися их фрагментами. Ледниковая экзарация мало изменила абразионные формы, выработанные в стойких к разрушению коренных породах, но уничтожила аккумулятивные образования. Поэтому последние на побережье Новой Земли редки и в основном связаны с гипсометрически низко расположенными древними береговыми линиями.

На подводном побережье запада Новой Земли в последнее время выделяются абразионные террасы на глубинах моря 150-160, 210-230, 280 и 340 м (Аксенов А.А. и др., 1987). Согласно мнению этих исследователей, отмеченные террасы отражают древние

четвертичные или даже неогеновые осцилляции уровня Мирового Океана.

Приподнятые древние береговые образования архипелага Земля Франца-Иосифа, который состоит из 187 островов, известны уже из работ Пайера (Payer J., 1876) и Нансена (Nansen F., 1900).

Обычно выделяют верхний и нижний комплексы морских террас. К первому из них относят все террасовые образования высотой более 30-35 м (Гросвальд М.Г., 1963; Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973) или 35-40 м (Дибнер В.Д., 1965, 1970), которые установлены до абсолютной отметки 290 м (Koefflitz R., 1898). Эти слабоизученные террасы выработаны в твердых коренных породах (долеритах, базальтах, туфах, песчаниках) и отличаются повсеместным нахождением на них хорошо окатанного материала, иногда морских раковин и остатков других морских животных.

Низкие террасы морфологически свежи. Для их поверхности характерны четкие береговые валы, остатки лагун, высыпки раковин морских моллюсков, кости китов, моржей, тюленей и древесный плавник. Согласно М.Г.Гросвальду (1963; Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973), низкие террасы отчасти имеют цоколь песков, алевролитов и глин ледниково-озерного происхождения. Прибрежно-морские отложения: крупнозернистые пески, гравий, галька и другие, перекрывающие лимногляциальные осадки, - обладают небольшой мощностью, иногда всего несколько дециметров.

Г.И.Спижарский (1936), который, в частности, отрицал наличие верхнего комплекса террас, выделил 4 главных уровня террас с абсолютными отметками 3-5, 7-10, 13-16 и 25-30-35 м; число же индивидуальных береговых линий достигает 25.

В.Д.Дибнер (1965, 1970) характеризует террасы 3-5, 8-10, 15-18, 20-25 и 35-40-метровых уровней. По его данным, террасы высотой 35-40 м по геоморфологической выраженности и степени

сохранности рыхлого покрова занимают промежуточное положение между верхним и нижним комплексами. Наиболее хорошо выраженная терраса высотой 20-25 м в своих существенно песчаных отложениях содержит *Astarte borealis* f. *typica*, *Mya truncata* var. *uddevalensis*, *Saksicava arctica* f. *typica* и др. Терраса 15-18 м, которая зачастую представлена валом на склоне вышележащей террасы, характеризуется наиболее разнообразным комплексом фауны. На поверхности террас встречаются в основном лиственничный плавник и кости китов. В морских отложениях 8-10-метровой террасы фауна беспозвоночных носит арктобореальный и отчасти арктический характер. Очень много *Saksicava arctica* и *Mya truncata*.

Валунно-галечная, щебенчатые, реже песчано-илистые береговые образования, развитые в 3-5 м над уровнем моря, В.Д.Дибнер (1970) считает формами рельефа современного моря. В настоящее время известен лишь возраст низких террас. По определениям C^{14} возраст древесного плавника с 5-метровой террасы из залива Дежнева на острове Земля Александры составляет 1550 ± 115 лет, плавника с 10-метровой террасы этого же залива - 4250 ± 90 лет, а плавника с террасы такой же высоты на острове Хейса - 4775 ± 115 лет. Возраст водорослевого торфа из отложений на высоте 17.5 м над уровнем моря с мыса Нагурского на острове Земля Александры 5500 ± 235 лет, а плавника с мыса Данди на острове Гукера с 26-метровой террасы - 7450 ± 130 лет (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973).

Возраст верхних террас побережья архипелага Земля Франца-Иосифа остается проблематичным. В.Д.Дибнер (1970) считает их поздне- и послеледниковыми, однако морфологически они очень похожи на верхние террасы Новой Земли. Не исключено, что и верхние террасы Земли Франца Иосифа представляют собой остатки

Таблица I

Стратиграфическая схема четвертичных равнин
Сибирского Севера и геохронологические оценки
некоторых ее подразделений (по В.Н.Саксу, 1952, 1953)

Время, тыс. лет	Отдел (индекс)	Горизонт	Отложения	Межрегиональные сопоставления
I	2	3	4	5
9-	Совре- менный (Q ₄)		Отложения пойменных и первых надпоймен- ных террас. Морские террасы на берегах Западной Сибири (до 15 м) и Таймыра (до 9 м)	Послеледниковые отложения Европы
20-	Новый (Q ₃)	Сартан- ский	Почвенные, ископае- мые льды и фирны на равнинах морены гор- ного оледенения Вер- хоянья (р.Сартан)	Готи-, финигля- циальные ледни- ковые отложе- ния. Морены ос- ташковского, валдайского или последних фаз вюрмского оледе- нения Европы
		Каргин- ский	Отложения морских террас высотой до 120 м на Пай-Хое, 15-35 м - в Запад- ной Сибири, 30 - 90 м - в Таймырской низменности, а так- же одновременные речные отложения	Аналоги не установлены
		30-35	Региональный пере- рыв, глубокий раз- рыв	
62-		Зырянский	Морены, водно-лед- никовые отложения, ископаемые льды и фирны последнего покровного оледе- нения	Морены калинин- ского, вюрмско- го или москов- ского оледене- ния (варианты)
		Казанцев- ский	Морские пески и алевриты с <i>Arctica</i> <i>islandica</i> (L.) на Горном Таймыре - с <i>Chlamys islandicus</i> (Möller), на р.Попигаи - с <i>Nia-</i> <i>tella arctica</i> (L.)	Отложения морской бореальной транс- грессии на Евро- пейском Севере

I	2	3	4	5
	Санчуговский		Морские глины с <i>Yoldiella lenticula</i> (Möller)	Отложения морской бореальной трансгрессии на Европейском Севере
70-75-110			Глубокий (до 80 м) размыв	
	Мессовский		Речные пески, озерные отложения на Таймыре и по окраине Средне-Сибирского плоскогорья	Аналоги не установлены
130-	Средний (Q_2)	-	Морены максимального покровного оледенения и стадий его отступления (водораздел Агапы и Пура), валунные галечники (резидуальные морены), предледниковые отложения	Морены днепровского (рисского) оледенения Европы
190-		-	Межледниковые морские глины и пески в единичных разрезах (низовья Оби, район Усть-Енисейского порта на р.Танам, у Таймырского пролива, в устье р.Котуй)	Миндель-рисские континентальные, морские отложения Европы
360-	Древний (Q_1)	-	Морены и валунные галечники (резидуальные морены) в погребенном каньоне и долине в низовьях Енисея и на Таймыре	Морены лихвинского (окско-го-миндельского) оледенения Европы
		-	Доледниковые отложения - пески с <i>Picea wollozowiczii</i> в дельте р.Лена	-

древних береговых образований, которые по крайней мере во время последнего оледенения были покрыты ледниковым щитом.

2.1.6. Побережье Карского моря

На прилегающих к побережью Карского моря севере Западно-Сибирской низменности, западной части полуострова Таймыр, а также в пределах Северо-Сибирской низменности широко развиты частично погребенные четвертичные морские отложения, описанные во многих работах (Сакс В.И., 1953; Стрелков С.А. и др., 1959; Архипов С.А., 1971; Зубков В.А., 1972; Лазуков Г.И., 1970, 1972; Троицкий С.Л., 1979; Гудина В.И., 1976; и др.). Однако взгляды разных авторов относительно числа горизонтов морских отложений и их возраста различны.

Первоначально В.И.Сакс (1952, 1953) в прибрежных районах Карского моря выделил 5 горизонтов морских отложений, отчасти разобщенных моренными или другими континентальными отложениями (табл. I). К наиболее древним он отнес межледниковые морские глины и пески, залегающие в ряде разрезов между моренами самаровского и досамаровского оледенений. Следующие, санчугтовский и казанцевский, горизонты по времени образования были сопоставлены с бореальной трансгрессией Европейского Севера.

Четвертый - каргинский горизонт, по В.И.Саксу (1952, 1953) представлен отложениями, формирующими "морские террасы" на Пай-Хое на абсолютных высотах 120 м, в пределах Западно-Сибирской низменности - на высотах 15-35 м, а на Таймырской низменности - 30-90 м над уровнем моря. Пятый горизонт представляет собой отложения, формирующие послесартанские молодые "террасы", которые на севере Западно-Сибирской низменности распространены до абсолютных отметок 15 м, а на Таймыре - до 9 м.

С.А.Архипов с соавторами (1975) в плейстоценовой части

разреза четвертичных отложений Западной Сибири выделяют 6 слоев морских отложений. Между моренами досамаровского оледенения залегают тильтимские (болгохтонские), а выше обские (туруханские) слои. Выше, между моренами самаровской и тазовской стадий рисского ледниковья, залегают преимущественно глинистые отложения сальмальной (санчуговской), максимальной трансгрессии в районе Западной Сибири, а между тазовскими и ермаковскими (зырянскими) слоями - казанцевские песчано-алевритовые отложения. Следующий, щучинский слой морских отложений указанные авторы связывают с каргинским временем, а вышележащие дюрюсские морские ленточные глины - с позднеледниковым временем последней (караульской) стадии последнего оледенения.

С.Л.Троицкий (1979; Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976) допускает обоснованное выделение только 4 комплексов морских отложений. Наиболее древний из них он представляет как образование тильтимской трансгрессии, происходившей в интерстадиальное время миндельского оледенения и проявившейся в пределах северной части низменности, не занятой ледниковыми покровами. Ко второму комплексу отнесены преимущественно глинистые отложения среднеплейстоценовой межледниковой санчуговской свиты. На юго-западе Таймырской низменности отмечено наличие даже погребенных береговых образований этого бассейна, которые, в частности, упоминаются в районе истоков р.Агала на абсолютных отметках 107-117 м и представлены пачкой прибрежных галечников, алевритов и песков с прослойками ракушечника, перекрытой перемытыми остатками морены. Имеются и некоторые указания о наличии в ряде мест песчаных прибрежно-морских отложений (Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976). Третий комплекс - казанцевский считается аналогом образований бореальной ~~бореальной~~ трансгрессии Европейского Севера. Он представлен в основном песками, глинами и алевритами. Наконец, к

четвертому комплексу отнесены так называемые дюрюсские ленточные глины, которые стали накапливаться еще в начале гыданской (сартанской) стадии последнего ледникового. Эти отложения отчасти перекрыты мореной, их абсолютный возраст 19200 ± 200 лет. По данным варвометрического подсчета, их возраст 18700 ± 200 лет.

В стратиграфических исследованиях перечисленные выше авторы и ряд других ориентировались на сопоставление разрезов и скважин без подробного изучения структурно-текстурных особенностей отложений, геоморфологии местности. Так, например, по данным последних лет, санчуговский морской горизонт В.Н.Сакса в стратотипах представляется основной мореной (Астахов В.И., 1984). Установлено также, что лишь в редких случаях даже мощные пласты валунных суглинков и межморенных песков прослеживаются далее первых километров по простиранию. Опыт изучения области образования скандинавского ледникового ^{покрова}, в частности территории Латвии, подтверждает, что более или менее широко распространена лишь морена последнего ледника. Морены более древних оледенений развиты участками, и определение их возраста возможно при подробном изучении спорово-пыльцевого состава межледниковых отложений (Даниланс И.Я., 1973).

Таким образом, мощные толщи четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности (включая и захороненные морские осадки) к настоящему времени даже в общих чертах изучены еще недостаточно. Слабо изучена также морфология выраженных в рельефе береговых образований, не выполнено их прослеживание. Поэтому приводимые ниже данные могут быть приняты лишь как предварительные.

Согласно В.Н.Саксу (1952, 1953), морфологически выраженные древние берега на рассматриваемой территории - это преимущественно образования каргинского и послесартанского бассейнов.

М.А.Лаврова (1961) реликты абразионных уступов и террас, встре-

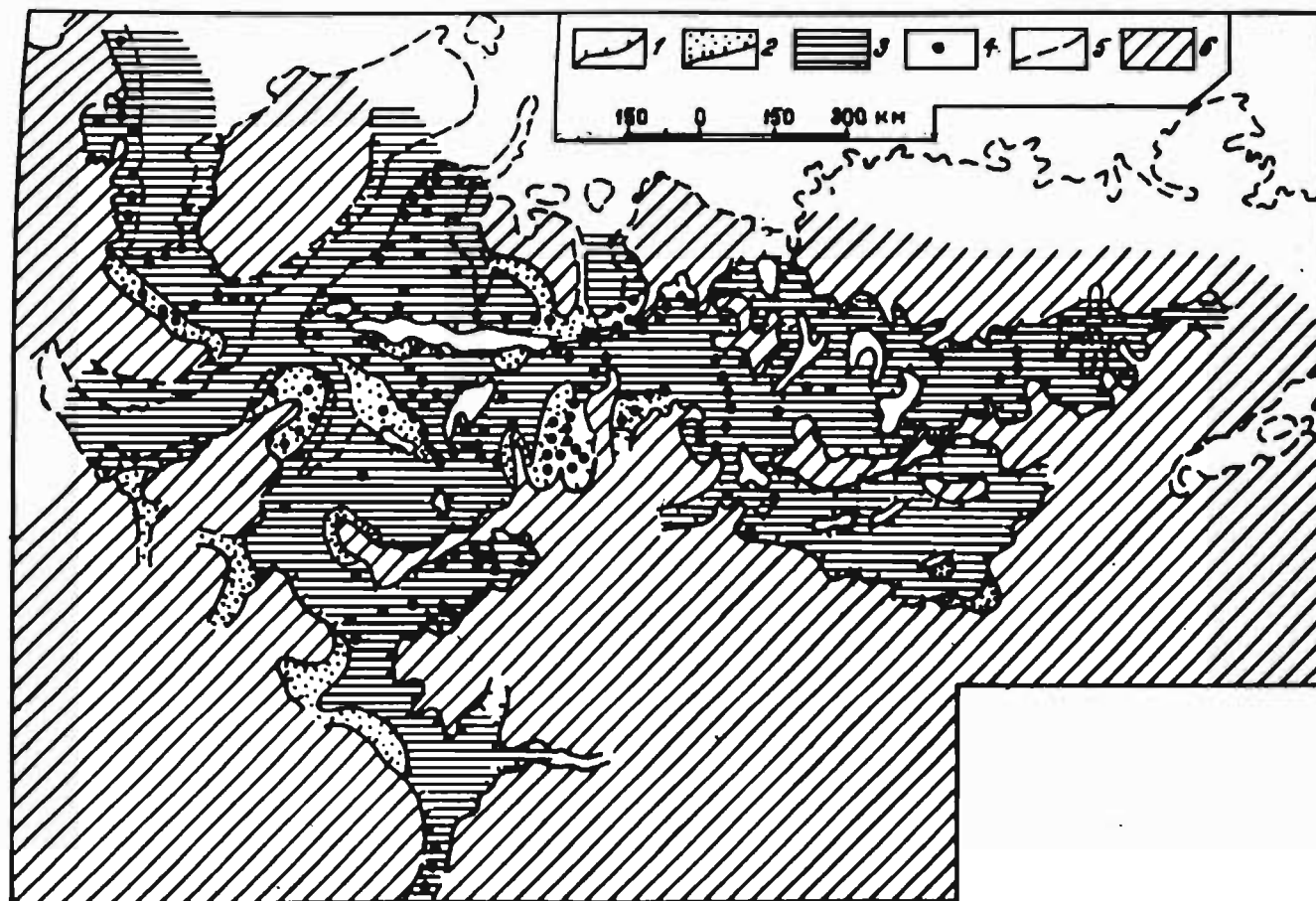


Рис. 2.8. Казанцевская (рисс-вюрмская) трансгрессия на севере Западной Сибири
(Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976).

1- граница трансгрессии; 2- мелководья; 3- более глубоководные участки бассейна;
4- местонахождения некоторых тепловодных видов; 5- современная береговая линия;
6- суша.

- 171 -

чающихся на Пай-Хое на отметках 250-300 м, на Западно-Сибирской и Таймырской низменностях на отметках 100-150 м, на Горном Таймыре на отметках 180-270 м, считает образованиями бореальной трансгрессии.

Троицкий С.Л. (1979; Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976), однако, приводит фактические данные, свидетельствующие о том, что морфологически выражены казанцевский и позднеледниковые образования. Первые распространены дистальнее области развития отложений последнего ледникового покрова и представляют собой аккумулятивную равнину на отметках 60-80 м, называемую "III террасой" (рис. 28). Она расчленена денудационными процессами и несколько приподнята к предгорью Таймыра.

Позднезырянские береговые образования формируют целую систему древних береговых линий. На северном и западном Ямале, а также на Тазовском полуострове верхняя терраса достигает 30-35 м. Абсолютные отметки этих береговых образований возрастают к центральным частям исчезнувших ледниковых покровов, местами достигая 50 м (на южном Ямале, в низовьях р.Оби, по периферии полуострова Гыдан) и даже 60 м (в низовьях р.Енисей). На полуострове Явай и в других местах распространены хорошо сохранившиеся древние береговые валы. Радиоуглеродный возраст верхней части отложения 30-метровой террасы в Байдарацкой губе (южнее пос.Марресала) - 16500 ± 150 лет.

Береговые образования более низкого уровня (15-22 м) встречаются на побережьях полуостровов Ямал, Гыдан и в других местах. На полуострове Ямал отложения береговой зоны этого уровня представлены в основном ритмично-слоистыми песками, алевролитами и содержат раковины *Portlandia arctica*, а на Гыдане и в низовьях Енисея - слоистыми алевролитами и песками. Более низкие "террасовые уровни" на побережье Карского моря на отметках 8-14 м

С.Л.Троицкий (1979) относит к голоцену.

На Горном Таймыре встречены казанцевские (каргинские по Кинд Н.В., Левчук А.К., 1984; Антропоген Таймыра, 1982), а также поздне- и послезырянские береговые образования. Межледниковые отложения здесь представлены морскими песками, алевроитами, глинами и галечниками, которые часто перекрыты верхней мореной. Эти отложения распространены по крайней мере до абсолютных отметок 100-120 м.

На островах Северной Земли имеются морфологически выраженные береговые образования на абсолютных отметках 5-10, 15-20, 30-40, 60-70 и 80-100 м (Егиазаров Б.Х., 1970). Береговые линии местами рассечены трогами долинных ледников, лишь линия на высотах 5-10 м над уровнем моря, видимо, поздне- и послеледниковая. По береговым линиям от 15-17 до 80-85 м абсолютной высоты в последнее время получены датировки 24000-43000 лет (Макеев В.М., 1981; Гросвальд М.Г., 1983), характеризующие их как плейстоценовые. Согласно А.И.Молодькова и др. (1987) на острове Октябрьской Революции по методу электронно-парамагнитно-резонансной (ЭПР) спектроскопии определен средне-верхнеплейстоценовый возраст моллюсков морских отложений располагающихся на абсолютных отметках 49-110 м. Местами эти определения хорошо контролируются определениями по C^{14} .

На шельфе Карского моря отмечалось несколько затопленных береговых линий. Они выделялись В.Н.Саксом (1953) и Н.Н.Куликовым и В.Т.Мартыновым (1961). Например, два последних автора сообщают о 3 затопленных берегах, расположенных на глубинах моря 100-500 м и в основном представленных склонами различной высоты. Образование этих форм рельефа, по их мнению, происходило во время оледенений, когда уровень моря значительно понизился. Однако это маловероятно, поскольку Карский шельф во время послед-

него оледенения был занят ледниковым щитом (Астахов В.И., 1976; Гросвальд М.Г., 1983). Н.Н.Куликов и В.Т.Мартынов (1961) также отмечают наличие на шельфе форм холмистого ледникового рельефа, указывающих на значительную мощность здесь покрова гляцигенных осадков. Если бы на дне Карского моря действительно сохранились очень древние береговые образования, "просвечивающиеся" через толщу ледниковых осадков, они вряд ли прослеживались бы на большие расстояния. Выделенные склоны скорее всего являются образованиями иного рода, а не береговыми линиями. То же относится и к береговым террасам на глубинах моря 225-250, 130-140 и 105-115 м, выделенным на Карском шельфе в новейшее время А.Н.Ласточкиным и Б.Г.Федоровым (1978).

Ход дегляциации ледникового покрова Карского моря до настоящего времени еще неизвестен. Можно лишь предполагать, что выделенные на его шельфе А.Н.Ласточкиным и Б.Г.Федоровым (1978) береговые образования на отметках минус 13-18, 25-32, 40-50, 60-70 м относятся к образованиям поздне- и послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Не исключено, что в это время сформировались также древние береговые валы на глубинах моря 20 и 50 м в Обь-Енисейском районе (Куликов Н.Н., Мартынов В.Т., 1961).

2.1.7. Побережье Анабаро-Ленского междуречья моря Лаптевых

По данным С.Л.Троицкого (Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976), на рассматриваемом побережье выше уровня моря прибрежно-морские образования встречаются лишь в нескольких местах. В дельте р.Оленьянка, на острове Булгунняхтаак, известен останец 14-метровой голоценовой террасы. В его верхней части обнажается 6-метровая пачка алевроитов и алевроитовых песков с раковинами *Mosoma baltica*

и остатками *Portlandia arctica*, *Cyrtodaria kurriana*.

По-видимому, лагунными образованиями являются алевроиты и пески свиты Кобак, выдающейся в западной части дельты р.Лена; отметки их поверхности близки к современному уровню моря. В.И.Бобров с соавторами (1987) в последнее время на побережье выделяет 3-метровую морскую террасу суббореального возраста.

Так как долины рек Лена, Хатанга, Анабара и Оленек морфологически прослеживаются на значительном расстоянии в области шельфа в этом регионе следует ожидать наличия целого ряда затопленных древних береговых образований (в настоящее время они еще не выявлены).

2.1.8. Побережье Восточно-Сибирской низменности морей Лаптевых и Восточно-Сибирского

В пределах этого региона рыхлые плиоцен-четвертичные отложения достигают мощности нескольких сот метров и сложены в основном отложениями континентального генезиса (Иванов О.А., 1972). Морские отложения встречаются лишь в нижней части разреза в виде прибрежных песков нижнесеркинской подсвиты, содержащих плейстоценовые и неогеновые морские диатомовые, и прибрежно-морских галечников верхне-серкинской подсвиты. Возраст этих отложений считается соответственно позднеплиоценовым и ранне-четвертичным. В районе северного предгорья Куларского хребта аналогом верхнесеркинской подсвиты служит сергеевская свита, представленная аллювиальными и прибрежно-морскими (?) галечниками.

На основании находок диатомей *Melosira sulcata*, *Stephanodiscus astreae* var. *minutulus*, *coscinodiscus* sp.

О.А.Иванов к озерно-лагунным отложениям относит также массивные алевроиты куччугуйской свиты среднего плейстоцена. Однако, судя

по однородному тонкозернистому составу, волнистой и косой слоистости, эти алевриты напоминают широко распространенные на северо-востоке Сибири эоловые лессовидные суглинки (Томирдиаро С.В., 1980). Сказанное относится и к отложениям так называемой хромской свиты, формирование которой в морских условиях предполагали В.И.Кайялайнен и Ю.Н.Кулаков (1966). Наличие в указанных алевритах морских диатомей объясняется скорее всего переиванием более древних морских отложений. Это подтверждает также встречаемость морских диатомовых в отложениях кучугуйского горизонта, главным образом в прибрежной части Приморской низменности.

Выше современного берега на побережье известны лишь две древние береговые линии на абсолютных отметках 15-25 и 4-8 м, образование которых предположительно относят соответственно к каргинскому времени и началу голоцена (Ломаченков В.С., 1966). На поверхности "15-25-метровой террасы", сложенной песками, отмечаются древние береговые валы и реликты лагун, значительно преобразованные субэральными процессами. Наиболее четко указанные образования, по В.С.Ломаченкову, развиты в районе устья р.Кольма. Аналогичными особенностями поверхности характеризуется и "4-8-метровая терраса", сложенная алевритово-песчаными отложениями и отделяющаяся от более высокой уступом. Однако формирование этих образований в береговой зоне моря представляется недостаточно доказанным. Сомнения порождает весьма однообразный характер морфологии этих образований и литологических особенностей слагающих их отложений, не изменяющихся на протяжении многих сотен километров, а также полное отсутствие в них морской фауны. Более поздним исследователям эти "террасы" не выделяются. Например, Л.В.Тараканов и В.Ю.Бирюков (1974) указывают, что гипсометрически наиболее высоко располагающиеся (до 8-10 м) береговые образования в районе полуострова Широкостан в Ванькинской

губе возникли во время катастрофических нагонов. Древние береговые линии в районе устья р.Колыма не отмечены также в работе И.Ю.Байрон с соавторами (1977). К заключению, что в пределах рассматриваемого побережья гипсометрически наиболее высоко расположены современные береговые образования, пришел также Ф.Э.Арэ (1982).

В последнее время Н.П.Григорьев с соавторами (1984) снова предполагают наличие на подводном побережье двух древних береговых линий - каргинской и более древней на абсолютных отметках соответственно 7-25 м и около 50 м. Однако фактического материала, доказывающего наличие этих линий, приводится мало.

На Новосибирских островах уже давно известно несколько древних береговых линий и толщ прибрежно-морских отложений. На островах Анжу выделяются горизонтально-слоистые глины и алевроиты трансгрессии Анжу I с раковинами *Portlandia arctica* и другими, а также морскими диатомеями. По О.А.Иванову (1972), эти отложения формировались во время межледниковья среднего плейстоцена. В каргинское время происходила трансгрессия Анжу II, оставившая хорошо выраженную береговую линию на островах Котельный, Новая Сибирь и Фадеевский. Разнозернистые пески с галькой и глины, рассматриваемые в качестве образований этой трансгрессии, содержат *Astarte borealis* var. *placenta*, *A. montaquii* f. *typica*, *Portlandia arctica* var. *aestuariorum* и другие раковины морских моллюсков. Абсолютные отметки этой береговой линии на острове Котельный 20 м, а на остальных островах 30-50 м. Во время сарматского оледенения предполагается формирование береговой линии на острове Земля Бунга на абсолютных отметках 8-15 м.

По мнению С.Л.Троицкого (Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976), трансгрессия Анжу I происходила в санчуговское (миндель-рисс) межледниковье, а Анжу II - в позднеледниковое время. Фактически

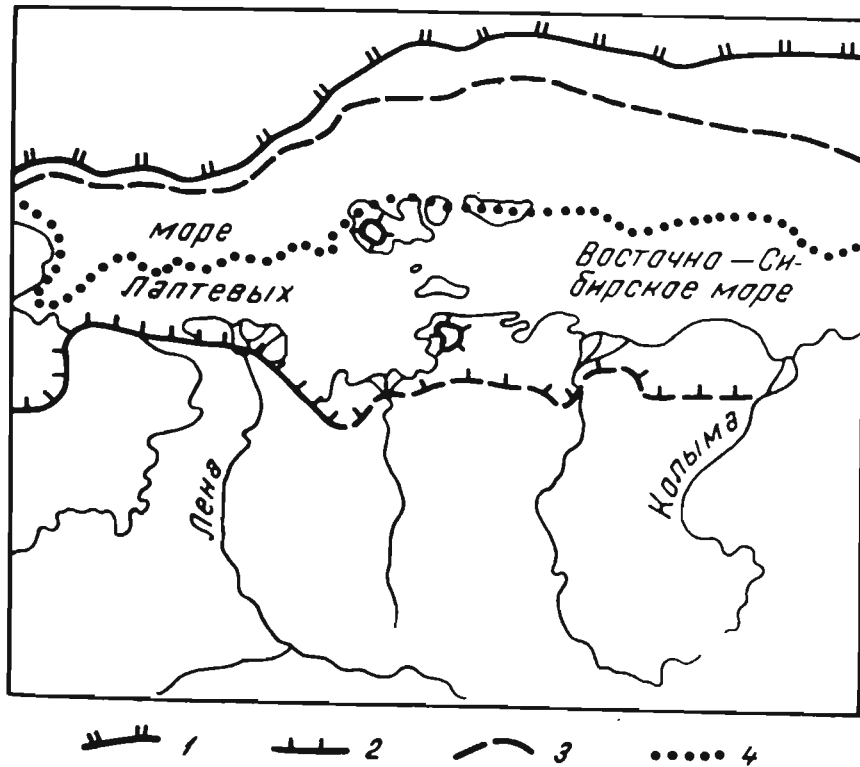


Рис. 2.9. Схема расположения береговой линии морей Лопатевых и Восточно-Сибирского в отдельные моменты четвертичного периода (Стрелков С.А., 1961).

Положение береговой линии Северного Ледовитого океана:
1 - во время максимального оледенения; 2 - во время бореальной трансгрессии; 3 - перед и во время зырянского оледенения; 4 - в каргинское время.

материал, подтверждающий эту точку зрения, к сожалению, отсутствует. В последнее время по Новосибирским островам появились датировки абсолютного возраста по методу ЭПР - спектроскопии (Молодцов А.И. и др., 1987). Например, на острове Котельный погребенные алевритовые и глинистые морские отложения с ракушкой и фораминиферами имеют возраст 550 ± 33 , 450 ± 44 , 420 ± 57 и 385 ± 37 тыс. лет. Эти отложения располагаются на абсолютных отметках до 7-18 м и перекрываются осадками, которые по C_{14} имеет возраст до 28640 ± 690 лет.

Шельф в отношении наличия на нем затопленных береговых образований изучен слабо. С.А.Стрелков (1961) считает, что во время максимального оледенения береговая линия проходила вдоль внешнего края шельфа, а позднее сместилась в сторону суши (рис. 2.9).

Ю.П.Баранова с соавторами (1968) полагают, что береговая линия вблизи внешнего края шельфа располагалась как в позднеплиоценово-раннечетвертичное время, так и во время среднечетвертичного максимального и зырянского оледенений. О том, что шельф рассматриваемого региона действительно в прошлом был сушей, свидетельствует наличие в его пределах затопленных долин рек Яна, Индигирка, Кольма и других, более мелких.

Достоверные сведения о затопленных древних береговых образованиях содержатся только в работе Холмса и Кригера (Holmes H.L., Creager J.S., 1974), обнаруживших на шельфе моря Лаптевых затопленные береговые линии на глубинах моря 40-45, 30-35, 20-25 и 10-15 м. Эти берега рассматриваются как образования этапов стабилизации уровня моря в ходе его поздне-последледниковой трансгрессии. Дельты, увязывающиеся с этими береговыми образованиями, перекрывают затопленные долины рек на западе моря на глубинах 30 и 45 м, а на востоке моря - на глубинах 25 и 40 м. Абсолютный

возраст образца из дельтовых отложений затопленной долины р.Лена на глубине моря 41 м 11040 ± 310 лет.

По устному сообщению В.А.Воробьева и У.Ж.Алксниса, затопленные береговые образования в районе дельты р.Колыма располагаются на глубинах моря 15, 11, 7 и 3-5 м.

2.1.9. Гористое побережье Чаун-Чукотки Восточно-Сибирского моря

Надводное побережье, обрамляющее гористую область Чаун-Чукотки, узкое (ширина его не превышает нескольких километров), подводное же побережье занимает значительную часть мелководного шельфа.

Древние береговые образования наиболее хорошо изучены в Чаунской губе и прилегающих к ней районах благодаря работам В.В.Краськова, В.В.Лобанова, Я.С.Ларионова, А.А.Калинина, Ю.С.Маслова, Ю.П.Безродных, А.П.Валпетера, В.К.Розе, А.П.Агаркова, М.Е.Воцилко, И.Г.Вейнбергса. Верхнюю границу побережья здесь образуют каргинские береговые формы на абсолютных отметках около 5 м, которые (см. главу I) распространены в юго-восточной части вершины губы. Кроме того, они прослежены на востоке губы между мысами Турирыв и Млелин, а также у пос.Аппапелъхино.

Береговая линия представлена фрагментами аккумулятивных террас, сложенных галечно-гравийным и песчаным материалом; они перекрыты плащом эоловых лессовидных суглинков сартанского возраста (Ульст В.Г. и др., 1977). Возраст этих береговых образований определяется по результатам изучения аналогичных образований на побережье соседней губы Нольде, где абсолютный возраст по C_{14} древесины, отобранной Ю.П.Безродных (Безродных Ю.П. и др., 1986) из каргинских прибрежно-морских отложений вблизи верхней границы их распространения, 33884 ± 560 и 34600 ± 510 лет.

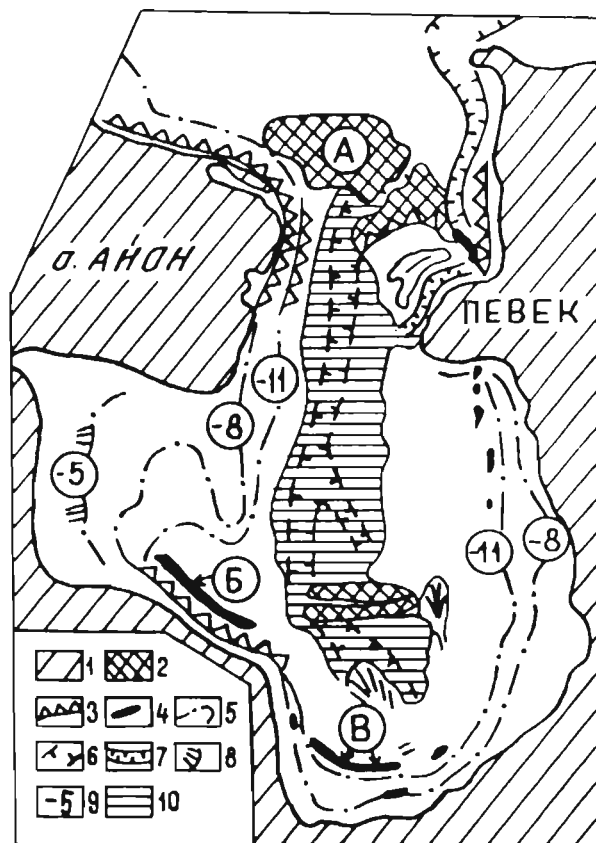


Рис. 2.10. Затопленные береговые линии и речные долины Чаунской губы: 1 - суша; 2 - береговые аккумулятивные образования каргинского возраста; береговые образования поздне- и послеледниковой трансгрессии моря: 3-абразионные уступы; 4-береговые аккумулятивные формы; 5 - береговые линии, слабо выраженные в рельефе; 6 - зырянские речные долины; 7-сартанские речные долины; 8 - дельты; 9 - отметки береговых линий в метрах; 10 - Чаунское озеро сартанского времени. А-Фуутано-Айонская пересыпь; Б-Горбато-Наглейнынский бар; В-Ольвергыргываамский бар.

Абсолютный возраст торфа, залегающего непосредственно над морскими отложениями на острове Большой Роутан, 22890 ± 640 , а на острове Айон 23600 ± 800 .*)

Гипсометрически ниже на побережье Чаунской губы (от современного берега до абсолютных отметок 5 м) развиты "свежие" береговые образования, представленные пересыпями, косами и аккумулятивными террасами, сложенными гравийно-галечным, реже песчаным материалом. Точный возраст этих береговых форм не установлен. Абсолютный возраст плавника с третьего, считая со стороны суши, берегового вала в районе устья р. Пучувеем 885 ± 50 лет. Однако формирование отмеченных береговых образований на молодых илистых осадках свидетельствует о том, что этот датированный береговой вал, по-видимому, возник несколько ранее, при уровне моря выше современного.

На дне Чаунской губы выделяется целая серия затопленных береговых образований: во-первых, предположительно каргинского возраста (образовались во время трансгрессии этого моря) крупная пересыпь между островами Роутан и Айон на абсолютных отметках около -15 м и отвечающие ей по высотному положению аккумулятивные террасы центральной части губы на широте мыса Туририв (рис. 2.10). Во-вторых, береговые образования поздне- и послеледниковой трансгрессии моря, располагающиеся на глубинах моря II, 8 и 5 м, развитые вдоль всего побережья гористой области Чаун-Чукотки.

Берег на отметках около -II м между мысом Большой Баранин и островом Айон представлен несколькими затопленными барами, ориентированными субпараллельно современной береговой линии. Бары прослеживаются на протяжении до 10 км, ширина их до не-

*) Образец отобран Ф.Я. Коваленко.

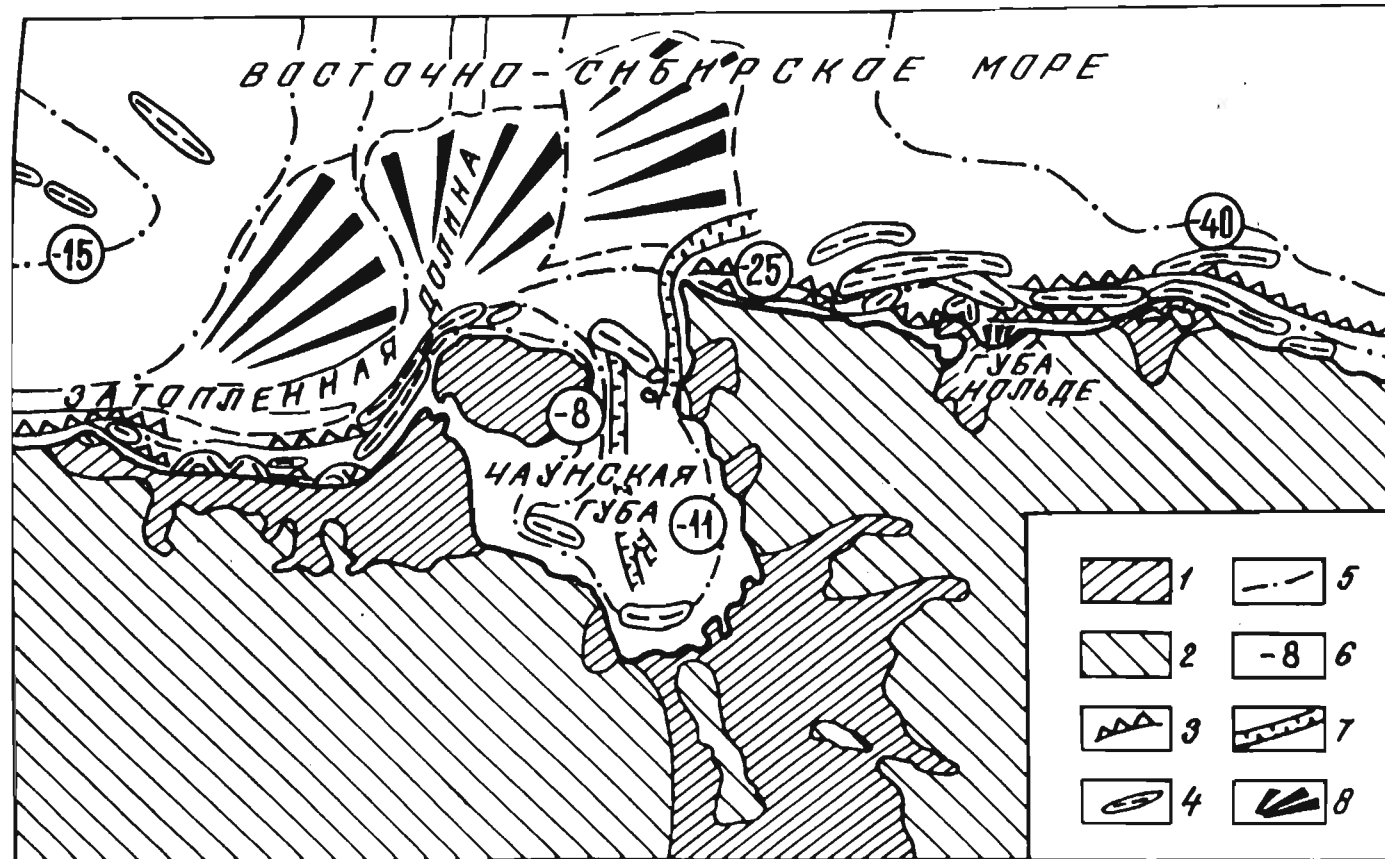


Рис 2.11. Затопленные береговые образования и речные долины юго-восточной части Восточно-Сибирского моря: 1 - прибрежные аккумулятивные равнины; 2 - низкогорный рельеф; 3 - абразионные уступы; 4 - береговые аккумулятивные тела; 5 - берег, слабо выраженный в рельефе; 6 - абсолютные отметки береговых линий; 7 - затопленные речные долины; 8 - затопленные дельты и конусы выноса.

скольких сот метров, поверхность выровненная, высота достигает нескольких метров. На юго-западе Чаунской губы, между мысами Горбатый и Наглейный и несколько юго-восточнее, этот затопленный берег представлен крупным баром. В вершине губы к береговым образованиям рассматриваемого уровня относится ряд береговых аккумулятивных форм, среди которых своими размерами выделяется Тежууль-Ольвергыргываамский бар. С поверхности он сложен тонко- и мелкозернистым песчаным материалом. В пределах восточной части Чаунской губы II-метровый берег прослеживается по указанной выше Туриривской косе, погребенной под отложениями 8-метрового берега и современными илами, а также по цепочке небольших аккумулятивных тел на участке мыс Млелин — полуостров Певек.

Затопленная береговая линия с абсолютными отметками -8 м морфологически выражена еще четче. Между мысом Большой Баранин и островом Айон она представлена фрагментами двух кос азовского типа длиной около 4 км перед устьями рек Малая Бараниха и Миллера (рис.2.11). В пределах мелководий у северо-западной и северной частей острова Айон берег, расположенный на глубине воды 8 м, прослеживается по низким песчаным барам длиной 10 км. В Чаунской губе береговая линия выражена небольшим баром, "насаженным" на бережистый край Горбато-Наглейнского бара II-метрового берега, небольшим галечно-гравийным баром примерно в 9 км северо-восточнее устья р.Тежууль (западный) и другими образованиями подобного типа. Возле г.Певек мористее дистального конуса современной косы на отметках -8 м наблюдается затопленная стрелка, сложенная гравийно-галечным материалом (Вейнбергс И.Г. и др., 1974а).

Береговые образования на глубинах воды около 5 м сохранились лишь на участках с очень слабым воздействием волн на дно. В северо-западной части губы на указанных глубинах располагают-

ся затопленная дельта р.Раквазан и некоторые дельты более мелких рек, впадающих в губу южнее, вплоть до района мыса Горбатый. На глубинах около 5 м выделяется также галечный бар, расположенный в 7 км севернее нас.п. Аппапельхино, а вокруг островов Роутан - невысокие абразионные устыпы и небольшие аккумулятивные формы.

Судя по тому, что береговые аккумулятивные образования бассейна с уровнем -8 м иногда развиты непосредственно на аккумулятивных береговых формах бассейна с уровнем -II м, первые из них, безусловно, более молодые. Самой молодой из затопленных береговых линий предположительно считается расположенная на глубине воды 5 м.

Палинологическими исследованиями и радиоуглеродными датировками установлено (Вейнбергс И.Г. и др., 1976а; Вейнбергс И.Г., Розенблатс М.А., 1982), что стабилизация уровня моря на отметках, отвечающих берегу на глубинах 8 м, происходила во второй половине интервала времени 12231-10980 лет назад, а стабилизация уровня моря, отвечающая берегам на отметках -II м - около 12231 года, но не раньше 13460[±]280 лет.

Кроме рассмотренных затопленных береговых образований Чаунской губы в открытой части Восточно-Сибирского моря известны менее детально изученные береговые образования на глубинах моря 15-17, 25, 29 и 43 м (Валпетер А.П. и др., 1976; Валпетер А.П., 1984). Эти образования в основном представлены барами и пересыпями, выделяющимися даже при морфологическом анализе крупномасштабных морских карт.

2.1.10. Побережья Чукотского и Берингова морей

История исследования побережий Чукотского и Берингова морей, охватывающих относительно узкую полосу прилегающей к сов-

ременному берегу низменной и гористой суши и значительную часть шельфа, довольно длительная. В последнее время изучением этих побережий занимались О.П.Петров, Р.Л.Мерклин, А.П.Пуминов, Ю.П.Дегтяренко, Ю.П.Баранова, С.Ф.Биске, А.С.Ионин, П.А.Каплин, А.П.Васьковский, В.Е.Терехова, Ю.С.Маслов, Ю.М.Бабаев, Л.А.Хиндарев, Ю.П.Безродных, Ф.Я.Коваленко, А.А.Свиточ и др.

Согласно А.П.Пуминову с соавт. (1973), на приморских равнинах и примыкающих к ним склонах гор побережья Чукотского моря прослеживается ряд гипсометрически высоко расположенных древних "береговых террас", начало формирования которых относится еще к концу третичного времени. Указанные авторы полагают, что в верхнем плиоцене происходили опускание побережья и трансгрессия так называемого Вещкапского моря (А.П.Пуминов и др., 1973), с которой связано образование "террасы" на абсолютных отметках до 700 м. Концу раннего плейстоцена соответствует прерывистая регрессия моря, оставившая серию террас между абсолютными отметками 700 и 200 м. Во время следующей, Колочинской трансгрессии (средний плейстоцен), по А.П.Пуминову с соавторами, в области восточного побережья уровень моря поднялся до отметок 160 м. "Террасы", связанные с этим бассейном, располагаются на отметках 160-120, 120-80, 80-60 и 40-10 м. На западе же Чукотки большинство указанных береговых линий отсутствует и выражены только те, что формировались при общем спаде уровня моря во время позднего плейстоцена и прослеживаются там на абсолютных высотах 10-40 м. Последняя, так называемая лонговская, трансгрессия проявилась в раннем голоцене, и ее террасы находятся на абсолютных отметках 10-2 м.

Изложенное представление о развитии Чукотского побережья, однако, не согласуется с особенностями развития в это время побережий других окраинных морей. Не приводятся также данные

доказательства принадлежности указываемых "террас" к береговым образованиям. Если учесть, например, что для "террасы" так называемого Вецкапского моря указывается ширина до 30 км (!) и наряду со щебнистым материалом на ее поверхности встречены лишь отдельные окатанные гальки, то отнесение такой террасы к береговым образованиям лишено всякого основания. Некоторые из этих "террас", прослеживающиеся, по мнению указанных авторов, и в районе Чаунской губы, при обследовании оказались нагорными террасами. Изучение аэрофотоснимков районов развития древних кос, пересыпей, аккумулятивных террас и береговых валов Колочинского моря (Пуминов А.П. и др., 1973) показало, что эти формы по морфологии не отличаются от любых других повышений термокарстового рельефа.

Таким образом, береговыми образованиями неоспоримо являются лишь формы так называемого Лонговского моря на отметках 10-2 м над уровнем моря. Подобно рассмотренным выше каргинским береговым образованиям, развитым на побережье Чаунской губы, на абсолютных отметках около 5 м над уровнем моря, древние береговые формы Лонговского моря деформированы термокарстовыми впадинами, что указывает на их формирование по крайней мере раньше последнего этапа интенсивного подземного льдообразования. Кроме морфологических особенностей прибрежно-морской генезис рассматриваемых форм подтверждается и литологическими особенностями формирующих их отложений.

Бары Каргинского моря Чукотки изучались также И.Д.Даниловым с соавт. (1980). В районе Валькарайской низменности ими описывается галечно-гравийный бар с абсолютными отметками поверхности 8-12 км, длиной около 25 км при ширине 200-600 м, отделяющий от моря понижение древней лагуны. С поверхности бар перекрыт лессовидными суглинками. Абсолютный возраст прослоев

торфа из приповерхностной части развитых за баром лагунных отложений 33700 ± 880 лет.

Несмотря на критические замечания (Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976; Биске С.Ф., 1978; и др.), ряд интересных сведений по приподнятым прибрежно-морским образованиям этого района содержится в работе О.П.Петрова (1966). Так, в восточных и юго-восточных районах побережья Чукотского полуострова он выделяет 4 основных уровня распространения древних береговых образований: 1) пинакульский - 90-100 (до 120-160) м; 2) крестовский - 40-70 (до 80-110); 3) валькатленский - 20-30 (до 35); 4) амгумский - 10-12 (до 15) м.

Пинакульские и крестовские береговые образования представлены террасами с волнистой поверхностью или их останцами, в цоколе которых залегают осадочные породы мощностью до нескольких десятков метров.

Пинакульская терраса выделена на побережье Берингова моря у горла залива Лаврентия и на восточном берегу южной части залива Креста. Последняя образована ледниково-морскими суглинками и песками прибрежно-морского происхождения мощностью более 85 м. Эти отложения с размывом залегают на третичных породах и перекрыты иногда среднеплейстоценовыми крестовскими слоями. На относительно древний возраст пинакульских отложений указывают также крупные карбонатные конкреции в суглинках и сильная фоссилизация раковин. Последние представлены арктическо-бореальным комплексом с преобладанием *Macoma calcarea*, *Serripes groenlandicus*, *Nucula tenuis*, *Clinocardium californensis*, *Macoma brota* M. *incongrua*, *Mya pseudoarenaria*, *Mytilus edulis* и характеризует бассейн с нормальной соленостью и глубинами до 50 м.

Крестовская терраса, по данным О.П.Петрова (1966), просле-

живается лишь на отдельных участках побережья и часто перекрыта отложениями верхнечетвертичного - ванкаремского оледенения. В пределах области развития ледниковых образований крестовские отложения встречаются на абсолютных отметках 50-60 м в виде останцев без покрова морены. Крестовская терраса образована отложениями одноименной свиты, которая подразделяется на 3 подсвиты мощностью от нескольких до первых десятков метров. Нижняя и верхняя из них представлены прибрежно-морскими отложениями, сложенными песком, гравием и галькой, а средняя - ледниково-морскими валунными суглинками.

Нижняя подсвита содержит массовые скопления астарт (в основном *Astarte borealis borealis* и *A. borealis placenta*), а в других местах *Serripes groenlandicus* и *Mya pseudoarenaria*. Средняя подсвита отличается меньшим количеством раковин, которые представлены главным образом *Portlandia arctica siliquea*, *Bathyarca glacialis* или различными видами астарт с преобладанием *Astarte alaskensis*. В некоторых районах побережья в валунных суглинках раковины не встречаются вообще, и здесь ледниково-морские отложения переходят в отложения, похожие на морену. В низах верхнекрестовской подсвиты встречаются также раковины родов *Yoldiella* и *Portlandia*, а выше - более мелководные формы.

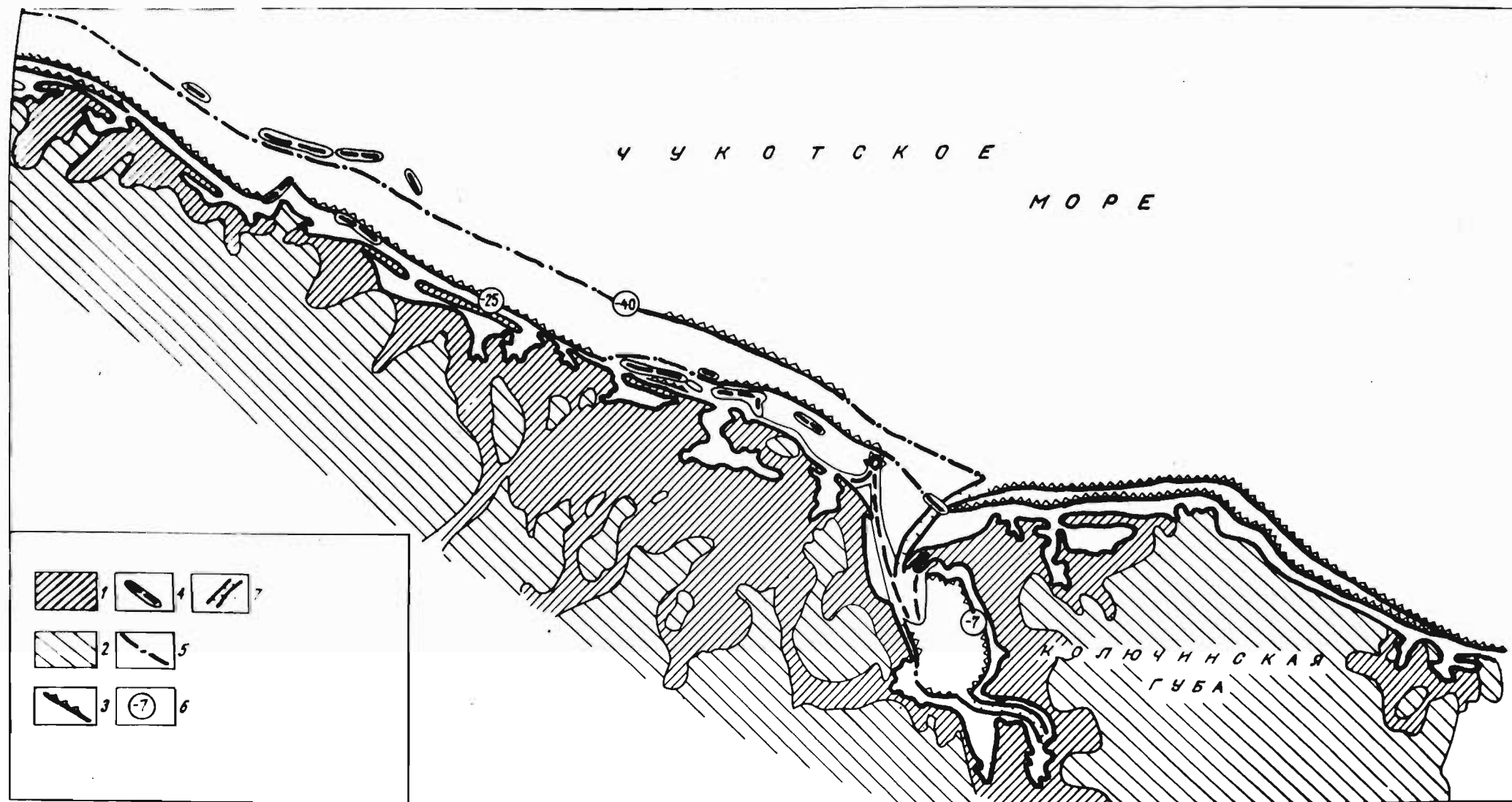
Валькатленские береговые образования представлены волнистыми морскими террасами со слабовыраженным тыловым швом, который обычно сnivelирован солифлюкционными процессами. Местами среди террас появляется более низкий уровень на абсолютных отметках 10-15 м, образование которого, согласно О.П.Петрову (1966), соответствует времени регрессии Валькатленского моря.

Валькатленская терраса цокольная. Ее образуют песчано-гравийно-галечные прибрежно-морские отложения с раковинами морских

моллюсков мощностью до 20 и более метров, залегающие на цоколе ледниково-морских отложений крестовской свиты. Глубокие эрозионные врезы на погребенной поверхности крестовских отложений указывают, что Валькатленский бассейн трансгрессировал после некоторой регрессии моря. О формировании валькатленских береговых образований в межледниковое (казанцевское) время свидетельствует частичное перекрытие последних отложениями ванкаремского оледенения.

Амгуемские береговые образования развиты в узкой полосе (до нескольких километров) вдоль современного берега. Они представлены в основном древними береговыми аккумулятивными формами и расположенными за ними понижениями бывших лагун. Береговые формы сложены преимущественно песчано-гравийно-галечным материалом с раковинами асарт, *Musca calcarea*, *Mya pseudoarenaria* и других видов.

Геоморфология и разрезы отложений восточного берега залива Креста и мыса Дионисия изучались А.А.Свиточем, В.С.Хоревым и другими (Новейшие отложения..., 1980). Результаты исследований подтвердили изложенные выше представления О.П.Петрова (1966) о морфологии и характере четвертичных отложений побережья Берингова моря. По данным этих исследователей, прибрежные и мелководные отложения крестовской свиты на побережье Анадырского залива слагают террасу высотой 40-60 м. Валькатленские береговые образования здесь развиты на высотах 15-30 м, а амгуемские - 5-7 м. Кроме того, встречены береговые образования на промежуточных уровнях. Радиоуглеродные определения их возраста по раковинам и другому органогенному материалу для валькатленского берега близки к 30000 лет, а для амгуемского берега составили около 6000-7000 лет назад. В отличие от данных О.П.Петрова (1966) в разрезе отложений пинакульской и крестовской свит об-



- 161 -

Рис.2.12. Затопленные береговые образования Чукотского моря.
Условные обозначения см. на рис.2.11.

наружены поверхности размыва, которые, например, для района залива Креста позволяют предполагать не 4, а 6-7 четвертичных трансгрессий моря.

И.Г.Авенариус с соавт. (1982) в районе залива Креста установлены и затопленные береговые образования, расположенные на глубинах около 40, 20-22, 10-12,5 и 2 м.

На подводной части побережья Чукотского моря в последние годы выявлен целый ряд затопленных береговых линий в узкой прибрежной полосе моря. Еще А.С.Иониным с соавт. (1971) здесь был отмечен уступ размыва на глубинах 8-10 м. В 1972 г. на основании анализа батиметрических данных нами выделены 3 основные затопленные береговые линии на абсолютных отметках -40, -25 и -7 м, а вокруг острова Врангеля еще один древний берег на отметках -15 м. Согласно рис.2.12, эти береговые линии в основном прослеживаются по чередующимся абразионным уступам и довольно крупным затопленным аккумулятивным формам типа баров и кос длиной до 10 и более километров.

Еще большее количество затопленных береговых образований установлено Ю.П.Безродных (устное сообщение), Ю.М.Бабаевым и Л.А.Жиндаревым (1977), Л.Н.Морозовой с соавт. (1978), Ф.Я.Коваленко (1978). Ю.М.Бабаев и Л.А.Жиндарев выделили береговые линии на глубинах 41-40, 35-33, 25-24, 19 и 16 м, которые выражены "серией положительных форм рельефа, имеющих вид пологих валообразных повышений шириной 1-3 км и высотой 2,5-2 м". По данным радиоуглеродных определений, эти береговые линии в основном образовались в течение поздне- и послеледниковой трансгрессии моря. Л.Н.Морозова с соавторами на шельфе Чукотского моря в пределах абразионных участков зафиксировали перегибы рельефа дна на глубинах 35, 25, 16, 10-8 и 4 м и серии крупных древних береговых форм баров и отчлененных ими лагун на

Таблица 2

Характеристика террас и береговых линий в некоторых районах Камчатки (/Камчатка..., 1974/ с дополнениями С.Л.Троицкого и А.П.Кулакова /1976/)

Условный возраст террас, тыс. лет	Высота террас, м		! Величина соотношения высот одновозрастных (наибольшая)
	Кроноцкий п-ов	! о. Карагинский и п-ов Озерный	
2-2,5	6-7	-	-
6-6,5	20-25	6-7	4,1
7-7,5	25-40	10-12	3,3
25	65-120	15-20	8
35	100-160	-	-
45	140-240	40-50	6
55-65	170-280	-	-
75-80	250-400	80-100	5
105	490-500	110-120	4,5
120-130	515-700	160-170	4,4
165	800-850		
175	880	200-220	4
190	940		
220	860-880	-	-
260-270	1000-1040	300-320	3,4
290-300	1080-1120	340-360	3,2

глубинах 42-40, 35-33, 30-28, 25-24, 19-18 и 13-12 м. Ф.Я.Коваленко выделил береговые линии на глубинах 18-16 и 8-6 м.

В последнее время А.А.Аксенов с соавторами (1987) отмечают затопленные береговые линии, выраженные террасами и береговыми аккумулятивными формами, на поднятии Центральных банок Чукотского моря, на глубинах моря 25, 29, 33-35, 39 и 44 м.

2.1.II. Побережья Корякского района и полуострова Камчатка

Древние береговые образования побережья в районе Корякского хребта и полуострова Камчатка до настоящего времени остаются недостаточно изученными. Судя по данным С.Л.Троицкого и А.П.Кулакова (1976), на Корякском побережье встречается ряд приподнятых древних береговых образований. На северо-восточной окраине Корякского нагорья наиболее высокий "морской уровень" установлен на абсолютных отметках 40-60 м. Примерно на таких же высотах на мысе Наварин известны абразионные площадки, перекрытые молодыми базальтами. К береговым относят и другие образования, возраст которых разными авторами определяется начиная с рисс-вюрмского межледниковья и кончая позднеледниковьем.

На восточном побережье Камчатки и прилегающих к ней островах также развиты высокоподнятые и тектонически значительно деформированные береговые формы (Чемеков Ю.Ф., 1961; и др.). Согласно И.В.Мелекесцеву (Камчатка ..., 1974), наиболее высокие (1080-1120 м) гипсометрические положения они занимают на Кроночком полуострове, а на полуострове Озерный и острове Карагинский понижаются до 340-360 м. Кроме этих береговых линий имеется еще ряд гипсометрически ниже расположенных береговых террас (табл. 2). Остатки морских организмов установлены лишь в отложениях низких террас. По мнению указанного автора, образование

верхних террас происходило во время гляциоэвстатических трансгрессий среднего плейстоцена, а расположенных ниже - в казанцевское и каргинское межледниковья и в течение голоцена. Однако высоко расположенные береговые образования (Камчатка..., 1974) представлены террасами с редкой окатанной галькой на поверхности, что не может служить неоспоримым доказательством их морского генезиса. Средние по гипсометрическому положению террасы преимущественно абразионно-аккумулятивные, а низкие - аккумулятивные.

С учетом времени образования террас на побережье дальневосточных морей и других данных представляется маловероятным относительно молодой возраст древних береговых форм восточного побережья Камчатки. И.В.Мелекесцев (Камчатка..., 1974) время их образования обосновывает лишь несколькими датировками абсолютного возраста, соотношением высотного положения террас, их соотношением с ледниковыми и флювиогляциальными образованиями и другими соображениями. По его представлениям, возраст ледниковых и флювиогляциальных образований, развитых на побережье и местами коррелируемых с древними береговыми линиями, лишь вюрмский, в то время как, по данным прежних исследователей, здесь распространены также гляцигенные формы и отложения более древних оледенений.

Береговые образования на отметках 17-20 и 30-35 м на Камчатке^е мысу, содержащие богатый комплекс морских моллюсков, Н.П.Куприна (1970) относит к казанцевскому межледниковью. По мнению же И.В.Мелекесцева (Камчатка ..., 1974), эти образования голоценовые (?!) лишь потому, что срезают флювиогляциальные равнины, которые, по его представлениям, возникли во время сартанского оледенения. На основании предположения о вюрмском возрасте ледниковых образований на острове Каргинский^а, с абсолютны-^бберег

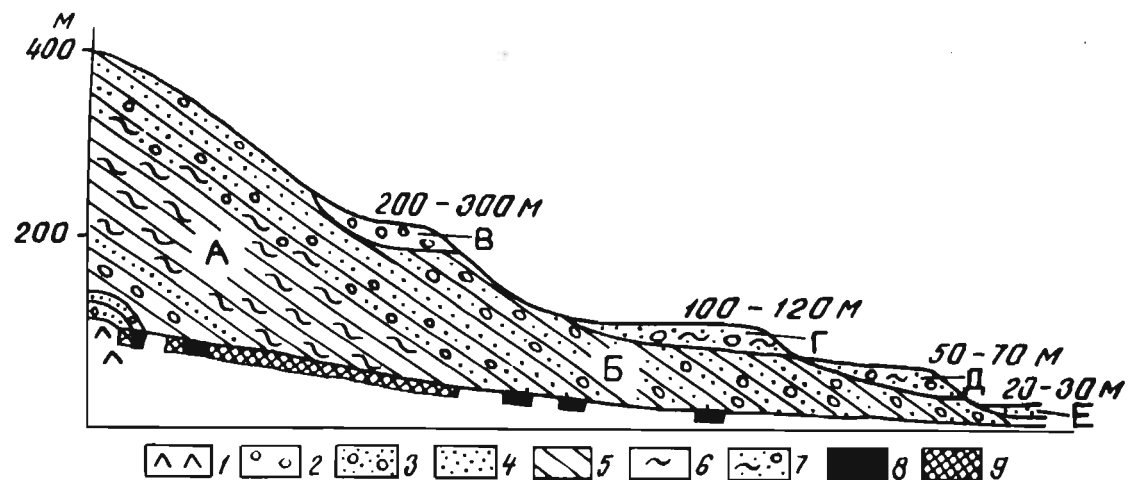


Рис.2.13. Схема залегания антропогенных морских отложений восточной Камчатки (по Хоревой И.М., 1988).

1- габброиды; 2- галечник; 3- песок с галькой; 4- песчаник; 5- глина;
 6- алевролит; 7- суглинок; 8- прямая намагниченность; 9- обратная намагниченность. А- новомутновские отложения; Б- ольховские отложения;
 В- нижнеплейстоценовые галечники; Г- карагинские слои; Д- ассорские слои;
 Е- аттарманские слои.

ми отметками 10-12 м формировался в голоцене, а береговые ^{линии} на высотах 15-20 и 40 м в каргинское время. Л.А.Скиба (Скиба Л.А., Хорева И.М., 1966) 40-метровую береговую террасу сопоставляет с казанцевским, а 10-12-метровый берег - с каргинским межледниковьем. В последнее время И.М.Хорева (1988) на восточном побережье Камчатки сообщает о наличии 200-300-метровой нижнеплейстоценовой галечной террасы (рис. 213). На Камчатке и острове Карагинском выделяется береговая терраса, сложенная т.н. каргинскими слоями и имеет абсолютные отметки 80-100 м. Образование этих слоев, также как пинакульских слоев на Чукотке, И.М.Хорева (1988) связывает с второй половиной раннего плейстоцена. На высотах 50-70 и 20-30 м ею выделяются террасы, сложенные оссорскими и аттарманскими слоями. Первые образовались во время среднего плейстоцена, а вторые в течение верхнего плейстоцена. Эти отложения содержат раковины моллюсков и фораминиферы, местами также остракоды.

Таким образом, приподнятые древние береговые линии на восточном побережье Камчатки и соседних островов требуют дальнейшего всестороннего изучения (морфологии, строения, возраста).

Несколько лучше изучены береговые образования на западном побережье Камчатки. Правда, и здесь в пределах одноименной равнины вслед за Ю.Ф.Чемяковым (1961) и некоторыми другими более ранними исследователями И.В.Мелекесцев (Камчатка..., 1974) выделяет большое количество древних береговых линий, в том числе высокоприподнятых. Однако ряд авторов (Дьяков Б.Ф., 1936; Нейштадт М.И., 1936; Зенкович В.П., 1947; Ионин А.С. и др., 1971; и др.) отмечают отсутствие на Западно-Камчатской равнине достоверных слоев пребывания моря. Только близ морского края равнины известны древние береговые образования, представленные террасами, береговыми валами и клифами на абсолютных отметках

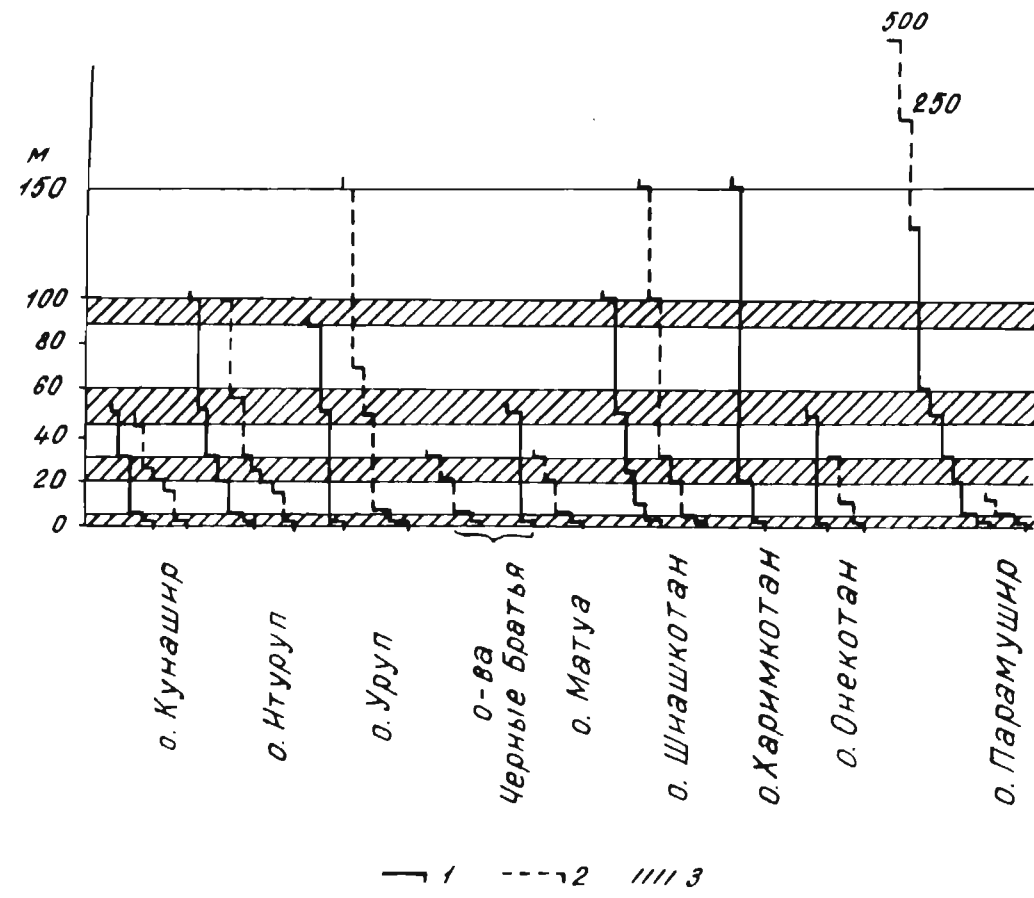


Рис.2.14. Наиболее распространенные уровни морских террас на Курильских островах (Павлидис Ю.А., 1968). 1-по наблюдениям автора; 2-по наблюдениям В.Ф. Каналева (1960); 3- наиболее распространенные высоты морских террас.

18-22, 10-12 и 5-6 м (Шлюков А.И. и др., 1975). Возникновение наиболее приподнятой береговой линии связывается со временем каргинского межледниковья, а 5-6-метровой береговой террасы - с максимумом поздне- и послеледниковой трансгрессии.

А.И.Шлюков с соавторами (1975) на шельфе Западной Камчатки отмечают относительно молодые затопленные береговые линии на отметках 9-12, 20, 40-50 м ниже уровня моря. Г.Б.Удинцев (1957) затопленные берега выделяет на глубинах 200 и 500 м.

2.1.12. Побережья Курильских островов

В пределах вулканических островов Курильской гряды давно известны приподнятые морские террасы (Чемехов Ю.Ф., 1961; и др.). По В.Ф.Канаеву (1961), на большинстве островов выделяется терраса на абсолютных отметках 20-30 м. Часто встречаются также аккумулятивные террасы, образованные 3-15 береговыми валами, распространенными до отметок 4-5 м. Большинство расположенных выше террас абразионные, с хорошо выраженными древними бенчами, волноприбойными нишами и гротами. Аккумулятивный покров этих террас сохранился в виде валунно-галечно-песчаных отложений.

Ю.А.Павлидис (1968) и П.А.Каплин (1973) на Курильских островах выделяют 4 уровня субгоризонтально расположенных террас (рис.2.14). Террасовидные формы на отметках 90-100 м эти исследователи к морским образованиям уверенно не относят.

И.В.Мелекесцев (Камчатка..., 1974) указывает на различную высоту "береговых террас" на разных островах. Например, на Малой Курильской гряде (в основном на острове Шикотан) выделяется комплекс низких аккумулятивных террас до абсолютных отметок 5-6 м. Выше располагаются абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы на отметках 16-18, 35-40 и 80-85 м. Абразионные террасы выделяются также на уровнях 140-160 и 190-200 м.

В пределах так называемого Парамушинского блока на севере Большой Курильской гряды аккумулятивные террасы встречаются до отметок 3-3,5 м. Гипсометрически выше прослеживаются абразионно-аккумулятивные и абразионные террасы на абсолютных отметках 14-16 м, еще выше располагается абразионно-аккумулятивная терраса на высоте 30 м и комплекс абразионно-аккумулятивных и абразионных террас с абсолютными отметками 55-65 м. Преимущественно абразионные террасы выделяются, кроме того, на уровнях 100-120, 160-170 и 200-220 м. Плохо сохранившиеся террасы известны в интервале высот 350-500 м.

В средней части Большой Курильской гряды, в пределах Симуширского блока, береговые террасы на высоте 350-500 м погребены под вулканогенными отложениями. Гипсометрически ниже расположенные (280-370 м) террасы обнаружены на охотской стороне острова Симушир. Кроме того, установлены береговые образования на высотах 90-100 м. Данные о более низкорасположенных террасах отсутствуют.

На самом юге гряды (Кунаширский блок) абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы прослеживаются лишь до отметок 250 м. В ряде случаев их поверхность нарушена вулканами. Ширина этих террас на тихоокеанском побережье 5-6 км. На меньших абсолютных отметках (80-85, 35-40 и 18-20 м) установлены более молодые абразионно-аккумулятивные террасы, а на отметках до 5-6 м - аккумулятивные.

По мнению И.В.Мелекесцева, начало формирования террас на Курильских островах, как и на восточном побережье Камчатки относится к среднему плейстоцену. Он приводит и некоторые данные по абсолютному возрасту древних береговых образований. Например, на Кунаширском блоке, в районе кальдеры Менделеева, абсолютные датировки органических остатков из отложений 80-85-метровой тер-

расы, перекрытой пирокластическим материалом, 39300 ± 600 ; 40200 ± 750 лет, а в районе кальдеры Головина - 38800 ± 800 лет. На тихоокеанском побережье острова, к югу от мыса Пузанова, возраст горизонта торфа на террасе 80-85-метрового уровня 41300 ± 1000 лет. Возраст раковин морских моллюсков из рыхлого покрова 16-18-метровой террасы на острове Итуруп, по данным радиоуглеродного анализа, около 7000 лет.

Основываясь на результатах указанных определений абсолютно-го возраста и некоторых других данных, И.В.Мелекесцев считает, что древние береговые террасы на отметках 35-40 и 80-85 м на острове Кунашир и коррелируемые с ними береговые линии на других островах образовались во время каргинского межледникового (стадиала). Формирование 16-18-метровой террасы острова Итуруп и одно-возрастных береговых линий он связывает с максимумом поздне- и послеледниковой трансгрессии океана. Не оспаривая достоверности перечисленных определений абсолютного возраста для 80-85-метровой террасы, следует все-таки заметить, что все они близки к верхней границе точности радиоуглеродного датирования. Поэтому не исключено, что действительный возраст упомянутой террасы может оказаться еще древнее.

Датировка по ракушке из 16-18-метровой террасы очень интересна. Однако материалы личных исследований древних береговых образований, главным образом, на острове Сахалин, позволяют автору настоящей работы искать береговые формы максимума поздне- и послеледниковой трансгрессии в комплексе низких аккумулятивных террас Курильских островов.

В пределах подводной части побережья Курильских островов различными исследователями отмечались затопленные береговые образования, в основном представленные абразионными формами. В.Ф.Канаевым (1961) они были установлены преимущественно эхоло-

тированием. По его мнению, о низком стоянии уровня моря в прошлом свидетельствуют также плоские вершины ряда затопленных вулканов на глубинах 100-150 м, покрытые песками с хорошо окатанной галькой и валунами. По данным И.В.Мелекесцева (Камчатка..., 1974), терраса лучше всего выражена на глубинах 130-140 м.

2.1.13. Побережья Северного и Западного Приохотья

Древние береговые образования рассматриваемых побережий изучены очень слабо. Согласно новейшей сводке А.П.Кулакова (1980), в прибрежной зоне Северного и Западного Приохотья прерывисто развиты морские отложения палеогена и неогена. Мощность прибрежно-морских песчаников, конгломератов и глин куйбивеевской свиты неогена в северо-восточной части полуострова Тайганос до 1700 м. Морские отложения неогенового возраста известны также на восточном побережье Пенджинской губы, в районе г.Охотск и других местах.

Предположение Г.У.Линдберга (1972) о значительных четвертичных трансгрессиях Охотского моря пока не подтверждается. Гипсометрически высоко расположенные четвертичные "морские террасы" здесь сколько-нибудь надежно не установлены. Правда, у г.Охотск Д.Е.Гершановичем и Э.К.Забелиной (1957) было выделено несколько террас, однако А.П.Кулаков (1980) доказывает их флювиальный генезис. По его данным, террасовидная наклонная поверхность у подножия Ланжинских гор шириной 1-2 км с отметками тылового шва 40-60 м сложена галечниками "аллювиального облика". Известны также упоминания о наличии древних "морских террас" на южной окраине полуострова Кони, на берегах полуострова Тайганос и на северном побережье Пенджинской губы, однако эти образования до сих пор не исследованы и морское происхождение их сугубо предположительно.

Достоверно верхнюю границу распространения четвертичных морских образований фиксируют лишь свежие береговые формы - абразионные уступы, косы, бары, пересыпи и другие, которые распространены вблизи уровня современного моря и, по-видимому, образовались во время кульминации поздне- и послеледниковой трансгрессии.

Областью более широкого распространения древних береговых образований, видимо, является шельф Северного и Западного Приохотья. Судя по результатам анализа навигационных карт, шельф здесь отличается выровненной поверхностью; на ней во многих местах выделяются узкие и продолговатые возвышения рельефа дна, за которыми в направлении суши располагаются небольшие понижения. Предполагается, что эти возвышения представляют собой остатки затопленных береговых аккумулятивных форм, а понижения - древних лагун.

Поскольку в направлении с юга на север количество террас в речных долинах уменьшается (Кулаков А.П., 1980), гипсометрическое положение затопленных береговых линий в этом направлении, вероятно, также должно понижаться. О том, что шельф Северного и Западного Приохотья в прошлом действительно был сушей, свидетельствует залегание в Амахтонском заливе под грубообломочным материалом прибрежно-морского генезиса песчано-алевритовых континентальных отложений (Каплин П.А., 1973).

2.1.14. Побережье Юго-Западного Приохотья

На надводной части побережья достоверно известны лишь современные береговые образования и береговые формы времени кульминации поздне- и послеледниковой трансгрессии моря. Последние в основном представлены береговыми аккумулятивными формами, расположенными на несколько метров выше современного уровня моря.

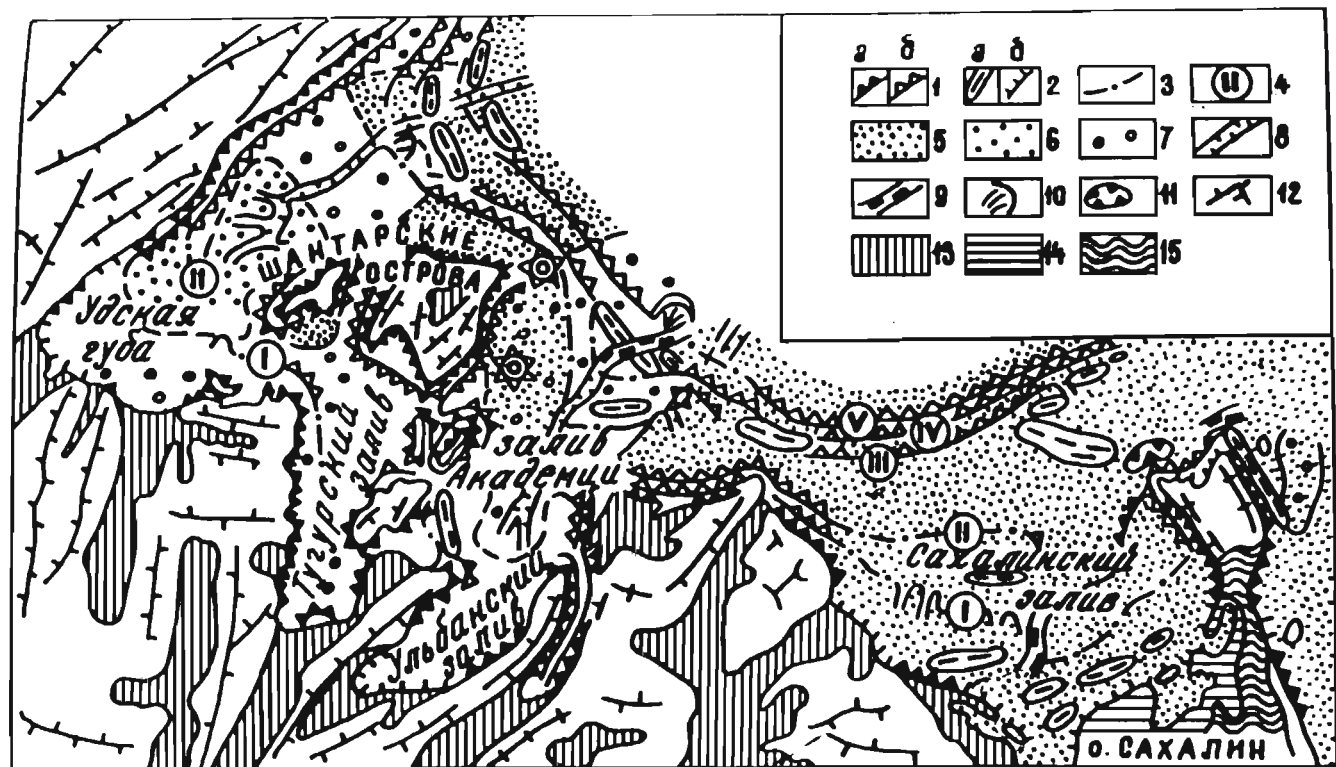


Рис.2.15. Геоморфологическая схема побережья Юго-Западного Приохотья и Северного Сахалина: I-абразионные уступы: а-современные, б-затопленные; 2-береговые аккумулятивные формы: а-затопленные, б-современные; 3-берег, слабо выраженный в рельефе; 4-индексы затопленных береговых линий: I-минус 21-24 м, II-минус 30-33 м, III-минус 59-61 м, IV-минус 68-70 м, V-минус 78-80 м; 5-песчаная равнина шельфа; 6-равнина шельфа, сложенная гравием; 7-равнина шельфа, сложенная галькой; 8-затопленные долины неглубоко врезанные; 9-затопленные долины-глубокие; 10-затопленные дельты; II-глубокие впадины; 12-горные хребты; 13-14 -низменности; 15-равнина Северного Сахалина.

О.К.Леонтьевым с соавторами (1966) в пределах Нижнего Приамурья отмечалось наличие и гипсометрически более высоко располагающихся береговых образований. Однако они представлены обычными денудационными площадками или равнинами, сложенными аллювиальными отложениями, без явных следов волновой деятельности. Поэтому считать эти площадки береговыми образованиями нет основания. Еще раньше к таким же выводам в результате изучения прибрежной полосы суши Юго-Западного Приохотья пришел С.В.Денисов (1967, 1968, 1971).

А.П.Кулаков (1975, 1979) в районе Мухтельской впадины выделил древние береговые аккумулятивные образования типа баров, которые по его мнению, формировались в течение каргинского межледниковья или даже раньше. По гипсометрическому положению эти бары мало отличаются от береговых образований кульминационного этапа поздне- и послеледниковой трансгрессии моря, однако имеют несколько иную степень сохранности.

На подводной части побережья Юго-Западного Приохотья замечены затопленные береговые линии с абсолютными отметками минус 78-80, 68-70, 59-61, 30-33, 24-26, 17-21 и 10-17 м (Вейнбергс И.Г. 1976а). Береговые линии минус 78-80, 68-70 и 59-61 м характеризуются довольно выровненными контурами (рис.2.15). Самая низкая из них (78-80 м), против Удской губы, представлена двумя барами соответственно субмеридиональной и северо-западно-юго-восточной ориентации, которые примыкают к устью затопленной Удской долины. Напротив залива Академии этому берегу соответствует затопленная древняя дельта.

Берег на глубинах моря 68-70 м напротив Удской губы и залива Академии выражен барами и аккумулятивными террасами, примыкающими к затопленным речным долинам. Береговая линия на абсолютных отметках 59-61 м наиболее хорошо выражена против залива Александр-

ры, где располагаются несколько баров длиной более 10 км. Со стороны суши к ним примыкают понижения шириной в несколько километров, ранее представляющие собой лагуны. Напротив Удской губы древний берег выражен дельтой, находящейся на правом берегу затопленной Удской долины.

Береговые линии с абсолютными отметками минус 30-33 и 21-24 м характеризуются контурами, несколько напоминающими контур современного берега моря. Морфологически лучше всего выражена береговая линия на глубинах 30-33 м. В Удской губе к последней относится плоский невысокий песчаный бар или аккумулятивная терраса северо-западного простирания, которая выделяется западнее острова Феклистого. В заливе Академии с 30-33-метровым берегом связаны устья ряда затопленных долин, часть которых заканчивается дельтами. Наиболее крупная дельта с абсолютными отметками поверхности до -30 м выделяется у окончания каньонообразной долины, которая прослеживается между Тугурским полуостровом и островом Малый Шантар, начиная от Тугурского залива. Устье другой глубокой долины, расположенной севернее (между островами Большой и Малый Шантар), перегорожено субмеридиональным гравийным баром.

В западной части Сахалинского залива, в районе залива Рейнеке, рассматриваемый берег выражен затопленным пляжем полного профиля, образованным гравийно-галечными отложениями с ракушей. Примерно в середине Сахалинского залива этот берег представлен изогнутым в средней части баром, который перегораживает окончание крупной затопленной долины севернее Амурского лимана. Основание мористого склона бара на 5 м выше днища затопленной долины на ее устьевом участке. Это обстоятельство указывает на то, что 30-33-метровый берег формировался после некоторого повышения уровня моря.

Береговая линия на глубинах моря 21-24 м наиболее четко выделяется в Ульбанском заливе и в заливе Академии. Здесь с ней связано устье затопленной части долины р. Усальгин и устье древней долины, прослеживающейся в вершине Ульбанского залива. Последняя заканчивается крупной песчаной дельтой, поверхность которой достигает отметок 21-24-метрового берега. У восточной части Тугурского полуострова к рассматриваемой береговой линии относится субмеридионально вытянутый бар длиной около 10 км.

Батиметрически более высоко (минус 17-21, 10-17 м) прослеживающиеся береговые образования в пределах Сахалинского залива представлены древними барами и аккумулятивными террасами, сложенными песком, гравием, реже галькой. На юго-западе Сахалинского залива отложения древних береговых образований залегают на более или менее выровненной поверхности палеоген-нижнечетвертичных аллювиальных и подводно-дельтовых отложений и сопровождаются отложениями древних лагун, представленных в основном алевритами и илами с растительным детритом.

Некоторые определения абсолютного возраста береговых отложений радиоуглеродным методом не дали однозначных результатов. Так, абсолютный возраст древесины, отобранной из-под слоя песков небольшой мощности, на 23-метровой глубине моря в западной части Сахалинского залива, составил 30503 ± 100 лет, а определение возраста раковин, поднятых с затопленных пляжевых отложений 30-33-метрового берега в заливе Рейнеке, неожиданно дало дату всего 3375 ± 100 лет (образцы отобраны М.А. Шпеталенко). Изучение спорово-пыльцевых комплексов прибрежно-морских осадков, развитых на шельфе, и увязка полученных палинологических данных с опорными разрезами на суше, имеющими радиоуглеродные датировки (Вейнбергс И.Г. и др., 1976), позволили предположить, что формирование 17-21-метрового берега в Сахалинском заливе началось $8277 \pm$

130, а завершилось не позднее 6629 ± 100 лет назад. Образование 10-17-метрового берега произошло позже.

2.1.15. Побережье Приморья

Почти на всем протяжении берега Японского моря к урезу воды опускаются крутые склоны горного рельефа, которые продолжаются и под водой. Небольшие бухты и заливы с береговыми аккумулятивными образованиями в Северном и Среднем Приморье наблюдаются лишь местами. Большинство заливов расположено в Южном Приморье, где современный берег риасовый. Здесь резко возрастает и ширина подводной части побережья.

Достаточно подробное изучение береговых образований Приморья началось еще в 1937-1940 гг., однако основной объем исследований был выполнен в послевоенные годы. В работах Г.М.Власова, Б.И.Буданова, Г.С.Ганешина, В.В.Соловьева, А.П.Кулакова, А.М.Короткого, И.И.Берсеньева, Г.И.Худякова, Е.П.Денисова, Р.Б.Крапивнера, Л.Б.Хершберга, Ю.Д.Маркова и многих других содержится богатый материал по береговым образованиям и четвертичным отложениям Приморья, включая подводную часть побережья.

Большинство исследователей считают, что в Приморье прослеживается только одна древняя береговая линия на абсолютных отметках 3-5 м. Некоторые предполагают существование здесь еще ряда более высоко располагающихся древних береговых линий. Например, Р.Б.Крапивнер и Г.С.Данилина (1978), кроме 3-5-метровой береговой линии, выделяют еще 6 на абсолютных отметках 10-12, 18-22, 35-40, 50-60, 90-100 и 120-140 м. Эти образования представлены более или менее выровненными площадками шириной до 1 км, выработанными в коренных породах, и отделяющимися друг от друга уступами высотой до 10 м либо заметными перегибами в профиле рельефа. Бесспорные морские отложения на поверхности этих тер-

рас, однако, неизвестны. По мнению Р.Б.Крапивнера, образование их соответствует периоду позднего плиоцена - первой половине позднего плейстоцена, хотя, по имеющимся данным, в пределах побережья на протяжении всего этого времени явно преобладали условия континентального осадконакопления. Так, в частности, материалы монографии "Четвертичные отложения Приморья" (Короткий А.М. и др., 1980) убедительно свидетельствуют о том, что в ранне- и среднечетвертичное время современные прибрежные районы суши Приморья находились на некотором удалении от берега моря.

Кроме указанных голоценовых морских образований ряд исследователей в последние годы выделили в пределах прибрежной полосы суши Приморья еще аллювиально-лагунные и лагунно-морские отложения на уровне 6-10 м, перекрытые более молодыми аллювиальными отложениями. В бассейновых отложениях установлены фораминиферы (*Jadamnia macrescens*), морские, солоновато-морские и солоновато-водные диатомеи (более половины всех встречающихся). По данным спорово-пыльцевого анализа, увеличению количества пыльцы широколиственных, а также корейских и японских видов сосны, указанные бассейновые отложения рассматриваются как образования межледникового времени. Очевидно, трансгрессия моря, оставившая аллювиально-лагунные и лагунно-морские осадки, проявлялась в позднем плейстоцене. Абсолютный возраст торфа в основании второй надпойменной террасы р.Виноградовка, залегающего над лагунными песками, - 41400 ± 100 лет (Алексеев М.Н., Голубева Л.В., 1973).

А.М.Короткий с соавторами (1980) относят рассматриваемую трансгрессию к казанцевскому времени, считая, что в каргинское время уровень моря в данном районе не превышал минус 15-20 м. По мнению же А.П.Кулакова (1973, 1979), наиболее вероятным временем проявления трансгрессии было каргинское межледниковье. Эту трансгрессию севера Тихого океана (Норкис Д.М., 1967), допуская,

однако, что она может быть также казанцевской.

Соображения А.М.Короткого с соавторами (1980) относительно отметок максимального уровня Каргинского моря базируются на данных изучения бухты Золотой Рог, где на глубине 14 м скважинами были вскрыты аллювиально-лагунные и морские отложения мощностью 7-30 м. Последние начинаются слоем ракушечника из обломков *Ostrea* sp. В кровле лагунной пачки наблюдается торф, абсолютный возраст которого 29000 ± 250 лет.

В последнее время появились данные (Короткий А.М., 1982), позволяющие предположительно выделять в разрезе отложений, формирующих указанный выше 6-10-метровый уровень, две генерации прибрежно-морских образований. Основанием для этого послужило термолюминесцентное определение возраста (220 ± 35 тыс. лет) нижней части прибрежно-морских отложений данного уровня в Восточном Сихотэ-Алине в районе мыса Медвежий. Имеется и вторая термолюминесцентная датировка прибрежно-морских отложений - 110 ± 30 тыс. лет. Установлена обратная намагниченность этих отложений. Приведенные данные нуждаются в дополнительном подтверждении.

Затопленные береговые образования на шельфе Приморья располагаются на глубинах моря 110-120, 80-90, 52-60, 42-48; 15-20 и 12,5 м. Наиболее глубоко располагающиеся из них, по-видимому, связаны со стабилизациями уровня моря во время последнего оледенения, а расположенные выше формировались во время поздне- и послеледниковой трансгрессии моря. По данным И.И.Берсеньева и И.К.Пуцина (1979), торф на шельфе распространен до глубин около 101 м, где абсолютный возраст его 13900 ± 130 и 13400 ± 120 лет. Ю.Д.Марков (1979) отмечает, что возраст образцов торфа, отобранных на глубине моря 102 м, 14000 ± 120 лет. Все это позволяет считать маловероятным предположение К.П.Кривулина с соавторами (1978) о нахождении береговой линии во время максимума последне-

го оледенения на глубине 70 м.

Судя по фактическому материалу (Короткий А.М. и др., 1980), позднеледниковыми являются затопленные берега на глубинах 80–90, и 52–60 м. Береговая же линия минус 42–48 м формировалась уже на рубеже позднеледниковья и голоцена (10200–10500 лет назад).

Затопленные береговые линии на меньших глубинах пребореального и бореального возраста. На основании результатов спорово-пыльцевого и диатомового анализов осадков шельфа Приморья А.М.Короткий с соавторами (1980) убедительно доказывают, что к концу бореала шельф практически был занят морем. К такому же выводу пришли К.П.Кривулин с соавторами (1978).

Береговая линия на абсолютных отметках 3–5 м морфологически наиболее четко выражена в бухтах, в то время как за их пределами береговые формы уничтожены более поздними абразионными процессами.

Комплексы рассматриваемых береговых образований в Среднем Приморье (бухты Рудная и Зеркальная) подробно описаны К.П.Кривулиным с соавторами (1978). В бухте Зеркальная, представляющей собой грабенообразную впадину, древний берег, прослеживающийся главным образом в северной части бухты, имеет вид пересыпи шириной 350 м, состоящей из трех разновысотных генераций береговых валов. ~~В бухте состоящей из трех разновысотных генераций береговых валов.~~ В бухте Рудная выделяются три аккумулятивные террасы на абсолютных отметках 2–2,5, 4 и 5–6 м. Террасы образованы параллельными береговыми валами и отделены одна от другой понижениями лагун. Наиболее древняя и самая высокая (5–6 м) аккумулятивная терраса сложена гравийно-галечным материалом мощностью 5–8 м, перекрывающим лагунные осадки – мелкозернистые пески с гравием и многочисленными линзовидными прослоями илистого материала с растительными остатками. Шире развита аккумулятивная

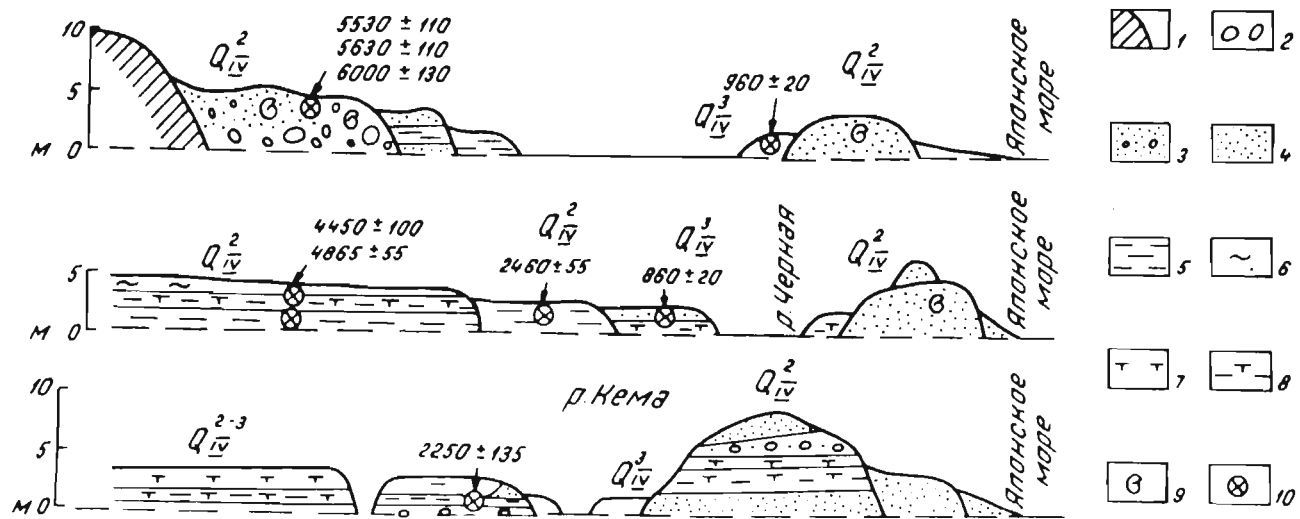


Рис. 2.16. Соотношение разновозрастных голоценовых морских и лагунных форм на материковом побережье Японского моря (Короткий А.М. и др., 1979).

1- коренной берег; 2- валуны и галька; 3- пески с галькой; 4- пески;
 5- алевриты; 6- суглинки; 7- торф; 8- торфянистые алевриты; 9- фауна;
 10- места отбора проб на определение возраста по C_{I4} .

терраса на уровне до 4 м, отложения которой более песчаные. Наиболее низкая терраса образована в основании песком, и лишь у коренных бортов бухты в песках появляется слабоокатанный грубообломочный материал. Формирование указанных аккумулятивных террас К.П.Кривулин с соавторами (1978) вслед за А.М.Коротким и Л.П.Карауловой (1975) относят к интервалу времени 2500-7000 лет назад.

В результате изучения аллювиальных и прибрежно-морских отложений в вершинах ряда бухт, в основном, Южного Приморья, возраст трех генераций древних береговых образований А.М.Коротким с соавторами (1980) оценивается несколько иначе - 900-6000 лет. Образование гипсометрически наиболее высоко расположенных береговых форм (4-8 м) они относят ко второй половине атлантического времени, форм на отметках 2-3 м - к среднесуббореальному, а форм на отметках 0,6-0,8 м - к субатлантическому. Предполагается, что образование форм на отметках 2-3 и 0,6-0,8 м происходило при скачкообразных понижениях уровня моря от голоценового максимального до современного.

Хотя все голоценовые береговые образования находятся в пределах возможного современного волнового воздействия, этапы их формирования, выделенные А.М.Коротким с соавторами (1979, 1980), хорошо доказываются фактическим материалом. Каждой из выделенных фаз развития побережья отвечает литологически более или менее однообразная пачка отложений. Возраст каждой пачки достаточно хорошо обоснован в разрезах районов устьев рек Черная, Кема и др. (рис. 2.16). По данным М.Н.Алексеева (1975), абсолютный возраст морских раковин *Rapana thomasiana*, *Anadara (Nataiarca sub-srenata)* из грубозернистых пляжевых отложений наиболее высоко расположенных береговых образований по тем образцам - 5530 ± 110 , 5630 ± 110 и 6000 ± 130 лет, а связанных с этим бере-

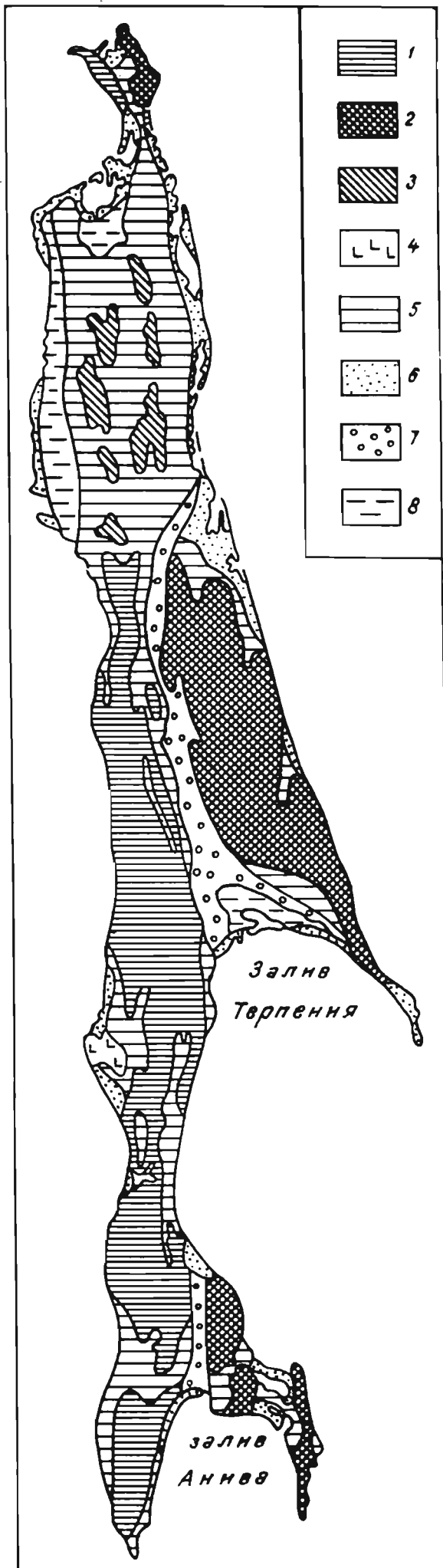


Рис.2.17. Схема основных неотектонических и геоморфологических районов острова Сахалин (Александрова А.Н., 1982). Области интенсивных новейших поднятий: 1-складчатые эрозионные горы; 2-глыбовые эрозионные горы; 3-складчатые денудационные гряды; 4-вулканогенные плато; 5-складчатые равнины, предгорья и внутригорные котловины (область слабых новейших поднятий). Области новейших опусканий: 6-морские аккумулятивные террасы; 7-аллювиальные и пролювиальные аккумулятивные равнины; 8-озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины.

гом аллювиально-лагунных отложений на максимальных отметках 3-4 м в верхней их части по двум образцам 4450 ± 100 и 4865 ± 55 .

Абсолютный возраст отложений ниже расположенной аллювиально-лагунной террасы в районе устьев рек Черная и Кема 2460 ± 55 и 2250 ± 135 лет, а самой низкой террасы - 860 ± 20 и 960 ± 20 .

2.1.16. Побережье острова Сахалин

Побережье острова Сахалин, занимающее узкую полосу суши и почти весь островной шельф, имеет длительную историю исследований.

По А.Н.Александровой (1982), надводная часть побережья острова Сахалин представлена основными типами: гористым, террасированным и аккумулятивным (рис.2.17). Гористый тип распространен ограниченно в виде небольших фрагментов абразионных террас, так как они в основном уничтожены денудационными процессами. Наиболее широко распространено террасированное побережье, а аккумулятивное приурочено к участкам выхода к морю депрессий.

Маловероятно, что все наклоненные в сторону моря террасовые поверхности острова Сахалин - древние береговые образования. Согласно Ю.Ф.Чемекову (1961), такие поверхности встречаются до отметок 800 м. Основная часть этих террасированных поверхностей не имеет покрова прибрежно-морских отложений. Поэтому Г.С.Ганешин (1959), В.В.Соловьев (1961), Ю.Ф.Чемеков (1961) и В.Т.Беспалый (1964) признают морское происхождение лишь тех террас, которые расположены на высотах 6-8, 15-18 и 20-40 м.

Диссертантом в районе Охинского перешейка на указанных отметках установлено действительно развитие древних береговых образований. Однако на сахалинском побережье сложно проследить одновозрастную береговую линию исключительно по ее абсолютным отметкам из-за повышенной неотектонической активности этой тер-

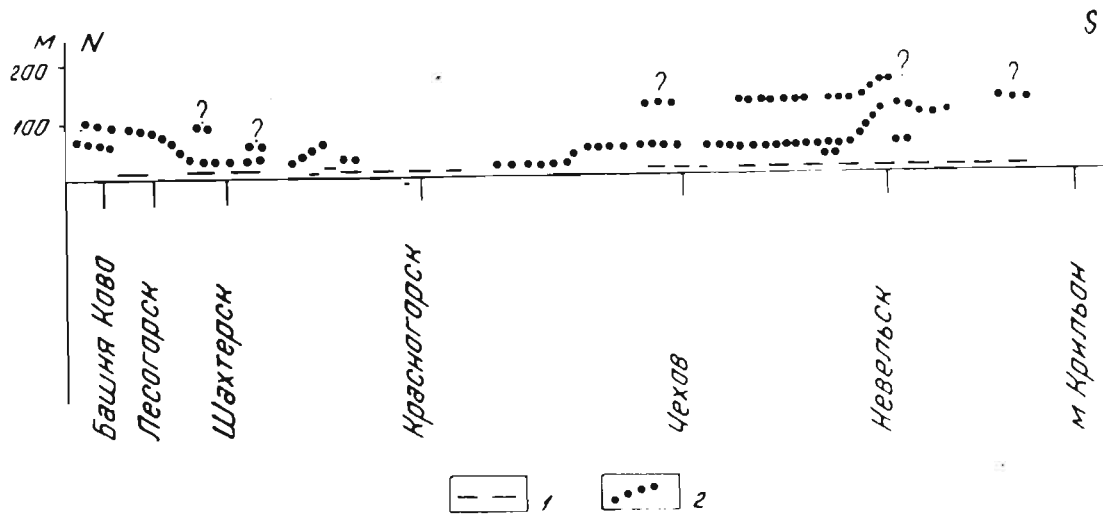


Рис. 2.18. Прибрежные уровни западного побережья Южного Сахалина (Кулаков А.П., 1972 г.).

1 - низкая (голоценовая) терраса; 2 - высокие прибрежные уровни четвертичного возраста.

ритории. Например, абсолютные отметки поверхности упомянутого выше древнего Охинского бара, прослеживающегося на расстоянии около 30 км, изменяются в пределах 9-22 м. Наибольших значений отметки его поверхности достигают между заливами Первая Бухта и Уркт, а наименьших - в районе залива Эхаби. Подобное явление на побережье Юго-Западного Сахалина отмечается и А.П.Кулаковым (1972 г, рис.2.18). Таким образом, для достоверной увязки древних береговых форм здесь необходимы особенно детальные исследования с определениями их возраста на каждом отрезке побережья.

Наряду с указанными выше "морскими террасами" А.Н.Александрова (1982) относит к таковым также террасы высотой 50-80 м на побережье Японского моря и до 100-180 м - на побережье Охотского. На большей части их протяжения террасы абразионные. Развита на них песчано-галечные отложения с гравием и валунами в основании, выше по разрезу переходящие в пески или глины с редкими включениями гравия и гальки. Эти отложения обычно перекрыты еще солифлюкционно-делювиальными суглинками или другими континентальными отложениями. Охарактеризованные "террасы" рассматриваются как среднеплейстоценовые.

Верхнеплейстоценовые береговые образования, по А.Н.Александровой, представлены террасами на высотах 15-40 и 12-15 м. В аккумулятивном покрове террас наблюдается переслаивание песков с гравием и галькой. Найдены остатки морских моллюсков и установлено наличие диатомей. Абсолютный возраст торфа с древесными остатками из нижней террасы в районе устья р.Рождественка 27650 ± 550 , а возраст нижней части отложений из разреза террасы на отметках около 37 м южнее пос.Арково-Берег 40300 ± 260 лет.

Голоценовые береговые формы - это образования одной береговой линии, располагающейся на несколько метров выше современного берега и, по-видимому, отражающей максимальный уровень поздне- и

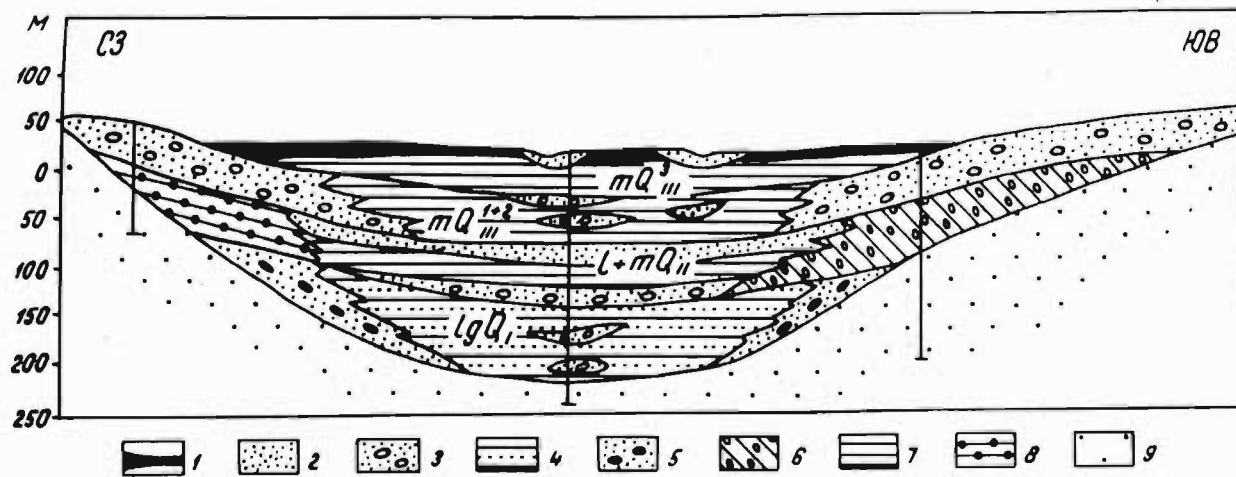


Рис.2.19. Схематический геологический разрез средней части Сусунайской депрессии (Александрова А.Н., 1982).

1-суглинки, глина, перекрытые торфом; 2-пески; 3- пески с включением гальки и гравия; 4-глины опесчаненные; 5-галечники с песками; 6-галечники с суглинками; 7-глины; 8-галечники с глинами; 9-дочетвертичные породы.

последнеледниковой трансгрессии. На северо-востоке острова Сахалин они выражены абразионными уступами, небольшими аккумулятивными террасами и пересыпями, прослеживающимися на берегах заливов Эхаби, Коленду, Первая и Вторая бухты. На северо-западе Сахалина берег максимального голоценового уровня представлен генерациями береговых валов и дюнных гряд, развитых на косе Кемы и аккумулятивной террасе северо-восточнее пос. Москальво. Точные данные о возрасте этой береговой линии отсутствуют. Абсолютный возраст древесины из основания болота, возникшего на прибрежно-морских отложениях береговой линии возле пос. Площадь Вторая, 3223 ± 100 лет. Более точно верхний возрастной предел этих береговых форм устанавливается по датировке полуокатанных морем кусков древесины, найденных на дне понижения между дюнами у пос. Москальво, т.е. 3985 ± 90 лет.

Аккумулятивные участки в надводной части побережья характеризуются наличием погребенных береговых образований и морских отложений, вскрытых бурением на абсолютных отметках ниже уровня моря. Эти участки приурочены к мористым частям неотектонически активных впадин. По данным спорово-пыльцевого анализа, согласно А.Н.Александровой (1982), в пределах последних выделены ниже-, средне- и верхнеплейстоценовые отложения. Нижний плейстоцен представлен лагунными, лагунно-континентальными супесями, суглинками и песками, переходящими у подножия гор в пролювиальные галечники. У морского края депрессий мощность лагунных отложений до нескольких десятков метров (рис. 2.19). Местами они содержат сильно-разложившийся торф. Лагунно-континентальные осадки представлены монотонно переслаивающимися галечниками и песками с растительными остатками.

К среднему плейстоцену отнесены отложения озерно-аллювиального и лагунного происхождения, которые с размывом залегают на

нижнеплейстоценовых лагунных слоях. Максимальная мощность среднеплейстоценовых отложений в Поронойской депрессии 100 м. Здесь озерно-аллювиальные отложения, слагающие нижний слой, представляет собой переслаивающиеся мелкозернистые пески, суглинки, супеси и глины с пресноводным комплексом диатомовых. Выше залегают лагунные отложения в виде обогащенных детритом плотных тонкослоистых глин с прослоями торфа и суглинков. Они содержат соответствующий комплекс диатомовых. По краям и в глубине депрессий лагунные отложения сменяются озерно-аллювиальными и аллювиально-пролювиальными.

Отложения позднего плейстоцена представлены двумя слоями (I и III) морских, слоем (II) аллювиально-морских и слоем (IV) озерно-аллювиальных отложений. Они с размывом залегают на среднеплейстоценовых отложениях и местами перекрываются голоценовыми торфяниками и песками морского генезиса.

Морские отложения I слоя залегают на глубинах до 88 м (Ново-Троицкое), в основном на минусовых абсолютных отметках. Литологически это глинистые и суглинистые отложения, глинистые пески с прослоями торфа или гравийно-галечные отложения с суглинками, супесями, глинами и песками с растительными остатками. В отложениях этого слоя установлены морские и солоновато-водные диатомеи.

Аллювиально-морские отложения II слоя представляют собой суглинки, обогащенные детриты с включениями гравия, гальки, обломками раковин морских моллюсков, супесями и глинами, переслаивающимися с песчано-галечными отложениями. Морские отложения III слоя с размывом или согласно залегают на отложениях II слоя. Они представлены песками, супесями, глинами, тонкопереслаивающимися суглинками с редкими включениями гравия и гальки, местами - базальными галечниками. В этих отложениях найдены морские моллюски (*Natica janhtostoma*) и комплексы литоральных диатомей.

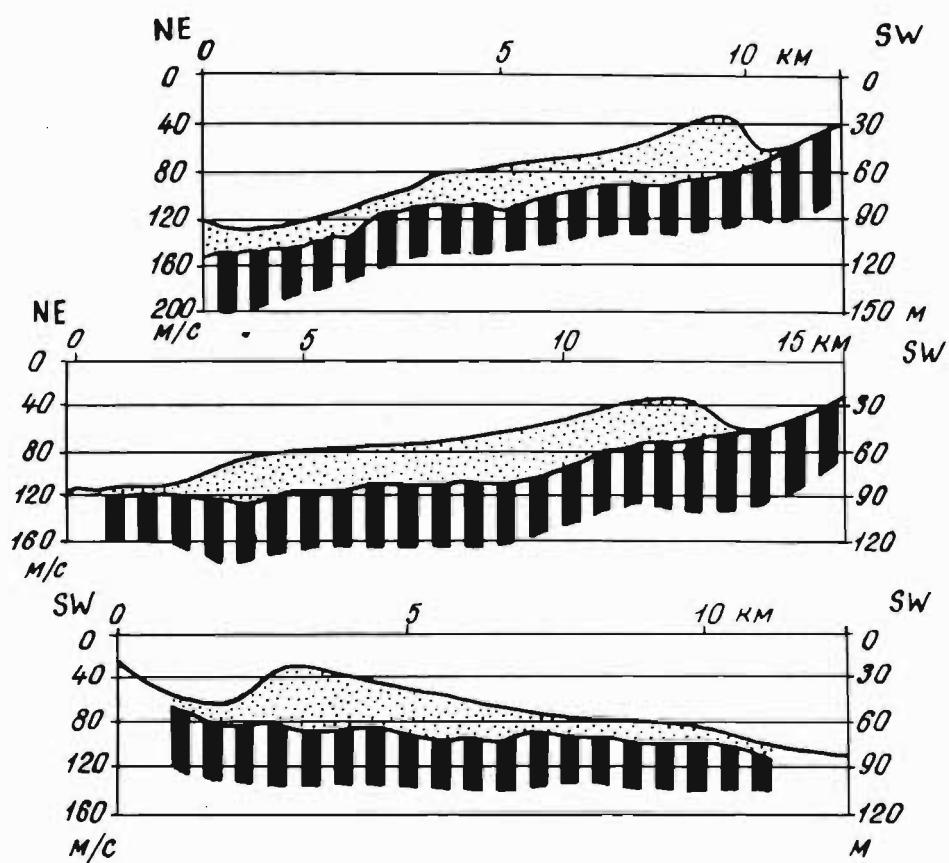


Рис.2.20. Поперечные профили затопленного бара на восточном побережье полуострова Шмидта.

Озерно-аллювиальные отложения IV слоя характеризуются следующими особенностями. Аллювий нижней части слоя образован песками с включениями гравия и гальки мощностью 5-13 м. Озерные отложения верхней части разреза представлены глинами, обогащенными растительными остатками с прослоями слаборазложившегося торфа и суглинками с редкими прослоями и линзами песчано-галечных отложений. Мощность озерных осадков 10 м.

Голоценовые морские отложения слагают морскую террасу высотой 3-5 м и современные береговые образования.

Подводная часть побережья острова Сахалин менее изучена. По данным Л.Б.Хершберга с соавторами (1982), на юго-западном шельфе острова встречаются затопленные береговые образования поздне- и послеледниковой трансгрессии. Из них батиметрически наиболее низко расположенные встречены на глубинах 80-100 м. Лучше всего выражена береговая линия на отметках минус 85-95 м. Она прослеживается на вытянутой вдоль берега полосе прибрежных осадков и многочисленных фрагментов абразионных уступов. На этих же глубинах в сторону моря открывается ряд затопленных речных долин. Затопленные береговые образования установлены также на глубинах моря 70-75, 55-60 и 20-30 м.

На шельфе Северного и Северо-Восточного Сахалина затопленные береговые ^{образования} отличаются значительным непостоянством абсолютных отметок, и поэтому большинство из них прослеживается с большим трудом. Наиболее крупным береговым образованием здесь является бар, сложенный с поверхности песчаным материалом (по устному сообщению М.А.Шпеталенко). Этот бар прослеживается вблизи современного берега восточнее полуострова Шмидта (рис 2.20). Длина его 60 км, ширина до 4,5 км и высота около 35 м. Поверхность, возможно, осложнена эоловыми образованиями. В плане бар прямолинейный и в северной части примыкает к древнему берегу. В на-

правлении с севера на юг подошва мористого склона формы опускается с 35 до 50 м ниже уровня моря. В этом же направлении уменьшаются и отметки поверхности бара.

Второй крупный элемент подводного рельефа этой части побережья острова Сахалина - глубокая затопленная долина, которая начинается несколько северо-западнее мыса Елизаветы и, огибая последний, заканчивается на востоке висячим устьем на глубинах 90-95 м.

2.1.17. Побережье Черного моря

Советское побережье Черного моря занимает часть шельфа и узкую полосу прибрежной суши, которая местами несколько расширяется на Кавказе, где наблюдается преобладающее количество надводных береговых образований.

Исследования древних береговых образований Черного моря имеют почти столетнюю историю. Материалы их изучения изложены в многочисленных работах. Тем не менее до сих пор существует ряд спорных вопросов о количестве и возрасте выделяемых древних береговых линий.

Известный ^{знарок} этап истории развития и четвертичной палеогеографии южных морей СССР П.В.Федоров (1978) береговые образования по побережью Черного моря относит ко времени существования Чаудинского, Раннедревнеэвксинского, Палеоузунларского (выделяется условно), Позднедревнеэвксинского, Узунларского, Карангатского, Новоэвксинского и Черноморского бассейнов.

Береговые образования Чаудинского бассейна морфологически прослеживаются на кавказском побережье и Таманском полуострове. Они представлены террасами, покрытыми конгломератами и известняками - ракушечниками, содержащими фауну *Didacna tschudaae*, *D. parvula* и др. В районе мыса Индукопас (южнее г.Геленджик)

абсолютные отметки террасы 50–55 м. В северо-западном направлении (к р. Джанхот) она снижается до отметок 30–40 м, а к юго-востоку в районе г. Туапсе, поднимается до 100 м. Далее в виде отдельных фрагментов терраса прослеживается до г. Сухуми. В районе Рионской низменности чаудинские отложения, соответствующие этим береговым образованиям, представлены серыми глинистыми песками, залегающими на глубине 200–250 м.

По В.А.Зубакову и В.В.Кочегуре (1973), чаудинские отложения в разрезе у мыса Чауда относятся к последней эпохе положительной полярности, а термолюминесцентная датировка их дала 330 ± 58 тыс. лет. В Восточной Грузии, однако, чаудинские отложения располагаются ниже границы Брюнес-Матуяма (Гришанов А.Н. и др., 1983). Термолюминесцентная датировка этих отложений – 600 ± 80 тыс. лет (Каплин П.А. и др., 1977).

Ранний древнеэвксинский берег на кавказском побережье, согласно П.В.Федорову (1978), располагается на абсолютных отметках 60–65 м и с перерывами прослеживается от нас.п. Дзубга до г. Сухуми. Наиболее хорошо он выражен на участке между устьями рек Небуг и Агой (см. I.I.3).

Береговая линия Палеоузунларского бассейна соответственно расположена на отметках 48–50 м, распространена ограниченно и морфологически прослеживается только в районе юго-восточнее г. Туапсе. От террасы Раннедревнеэвксинского моря она отделена уступом незначительной высоты (2–3 м) и представлена пологой наклоненной в сторону моря площадкой, покрытой прибрежно-морскими отложениями с остатками моллюсков средиземноморской фауны.

Поздняя древнеэвксинская и узунларская террасы прослеживаются гипсометрически ниже рассмотренных, местами сливаясь в одну. По П.В.Федорову (1978) абсолютные отметки поздней древнеэвксинской террасы – около 44, а узунларской – 35–37 м.

На участках, где обе террасы сливаются в одну, в террасовых отложениях прослеживаются два слоя, разделяющихся склоновыми отложениями или поверхностью размыва. Грубозернистые отложения нижнего слоя содержат каспийские раковины *Didacna nalivkini*, *D. baerierassa*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. caspia*, *Monodacna aff. caspia* и др., а отложения верхнего слоя, кроме прочих, - средиземноморские раковины *Cardium edule*.

Древние береговые образования Карангатского моря на побережье распространены более широко. В районе низовий р. Днепр и севера Азовского моря они залегают на 5-15 м ниже уровня моря, а на Таманском полуострове поднимаются до абсолютных отметок $\pm 2-4$ м. Максимальной высоты (25-30 м выше уровня моря) карангатская береговая линия достигает предположительно в районе г. Сочи (Федоров П.В., 1978). На периферии Гурийской возвышенности и западной части Малого Кавказа абсолютные отметки карангатской террасы, вероятно, около 10-12 м. В пределах Колхидской низменности карангатские отложения вскрыты бурением на глубинах (43-70) - (126-157) м.

От более высоких карангатские террасы, среди которых встречаются и аккумулятивные типы, отделаны отчетливыми абразионными уступами. Кроме галечных и гравийных отложений на террасах развиты местами также ракушечники, пески и даже алевроиты. Фауна карангатских отложений исключительно средиземноморская: *Cardium tuberculatum*, *C. edule*, *C. exiguum*, *C. paucicoelatum*, *Raphia senescens*, *Ostrea edulis* и др.

Уровень Новоэвксинского бассейна был ниже современного, поэтому связанные с ним береговые образования располагаются на шельфе Черного моря выше уровня максимальной регрессии Карангатского бассейна и характеризуются обедненной каспийской фауной без средиземноморских элементов (Федоров П.В., 1978).

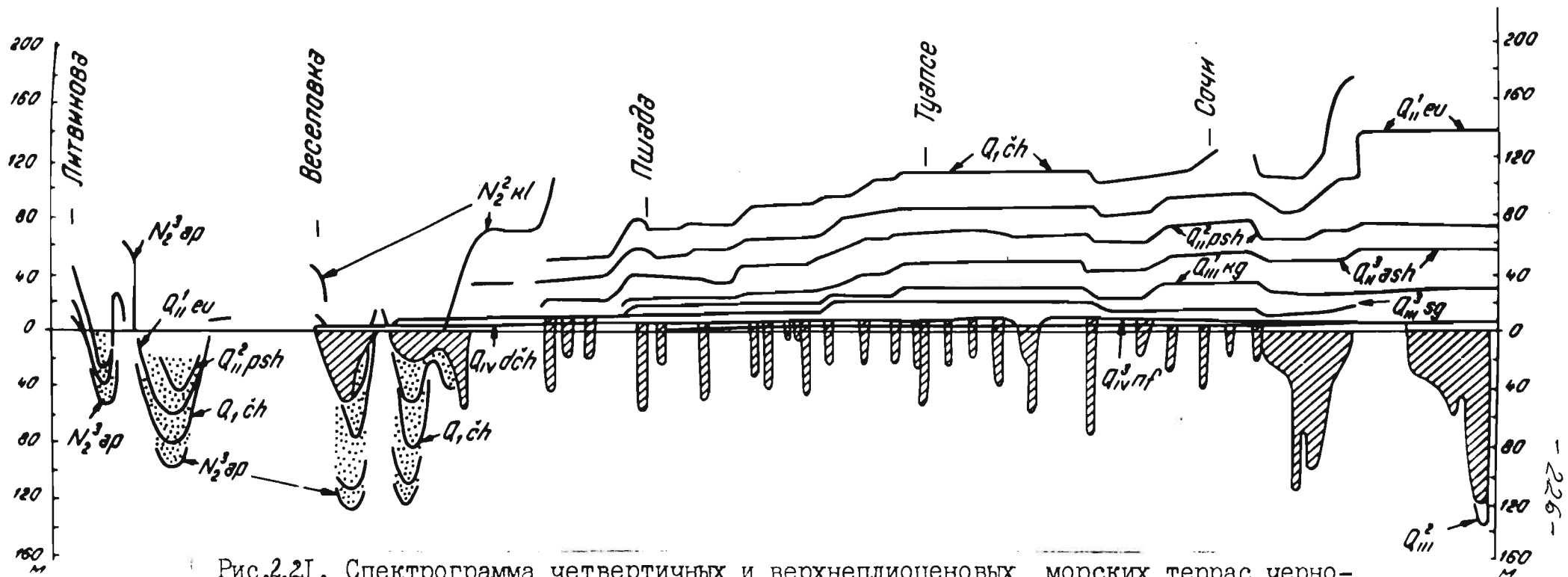


Рис.2.2I. Спектрограмма четвертичных и верхнеплиоценовых морских террас черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области (Островский А.Б. и др., 1977 а). Индексы береговых линий: $N_2^2 kl$ - куяльницкая; $N_2^3 ap$ - апшеронская; $Q_1^1 ch$ - чаудинская; $Q_{II}^1 eu$ - древнеэвксинская; $Q_{II}^2 psh$ - пшадская, или узунларская; $Q_{II}^3 ash$ - ашейская; $Q_{III}^1 kg$ - карангатская; $Q_{III}^3 sg$ - сурожская; $Q_{IV}^1 dch$ - древнечерноморская; $Q_{IV}^3 nf$ - нимфейская, или новочерноморская.

Черноморский бассейн оставил на побережье затопленные древнечерноморские береговые образования, новочерноморские и нимфейские береговые формы. Новочерноморские береговые образования расположены на 2-3 м выше современного пляжа не только в областях поднятий или на относительно стабильных участках побережья, но и в областях опускания (северный берег Азовского моря). Лишь в пределах Колхидской низменности они погребены под более поздними отложениями. По времени образования новочерноморские формы относятся к голоценовому климатическому оптимуму. В основном они представлены аккумулятивными террасами шириной в несколько сот и более метров, но встречаются и абразионные формы.

Отметки нимфейских береговых образований около 1 м выше современного уровня моря. Стратотипом служат разрезы этих отложений на востоке Керченского полуострова у южной окраины села Героевское. Время проявления нимфейской трансгрессии относят к рубежу между I и II тысячелетиями нашей эры.

А.Б.Островский с соавторами (1977а) дают характеристику древних береговых образований Черного моря, несколько отличающуюся от вышеизложенной. Так, абсолютные отметки чаудинской террасы у мыса Идукопас, по их мнению, не 50-55 м, а 45-50 м, а в районе г.Сочи 140-150 м (рис.2.21). Древнеэвксинская терраса на Сочи-Гагринском участке располагается на абсолютных высотах 90-120 м. Нижняя пачка отложений, формирующих эту террасу, характеризуется фауной каспийских и эндемичных черноморских дидаки и дрейсен, а верхняя - отличается увеличением частоты находок остатков моллюсков эвригалинных средиземноморских видов - *Balanus* и *Cardium edule*. На абсолютных отметках 30-35 м у г.Геленджик и 65-80 м в Сочи-Гагринском районе располагается узунларская терраса. Нижняя пачка рыхлого покрова террасы содер-

хит исключительно каспийскую фауну с характерным ^{Видом} *Didacna pontocaspia elongata*. Верхняя же пачка помимо каспийских дидаки и дрейсен характеризуется *Cardium edule*, *Abra*, *Ovata* и *Balanus*.

Указанные авторы приводят сведения еще об одной - ашейской террасе, которая в Сочи-Гагринском районе приподнята до абсолютных отметок 55-60 м., а в северо-западном направлении понижается до 20 и менее метров. Абсолютный возраст раковин из верхней части разреза отложений устья р. Аше, определенный по уран-иониевому методу, составляет 139000 ± 5000 лет, а из отложений вблизи устья р. Макопсе - 124000 ± 3500 лет. Абсолютная высота карангатской террасы на Сочи-Гагринском участке 35-37 м. Как и Г.И. Попов (1955, 1970), А.Б. Островский с соавторами выделяют еще одну береговую линию - сурожскую, которая в целом соответствует карангатской береговой линии П.В. Федорова (1978) и на Сочи-Гагринском участке имеет абсолютные отметки 18-20 м. На Керчинско-Таманском участке в качестве аналогов карангатских отложений рассматриваются эльтигенские образования, а в качестве сурожских - панагейские.

Абсолютный возраст раковин из карангатских отложений, отобранных в районе г. Адлер, по уран-иониевому методу составляет 74000 ± 3000 лет, а из эльтигенских - 88000 ± 3000 и 85000 ± 3000 . Возраст же панагейских (сурожских) отложений 33100 ± 2800 по разрезу у мыса Тузла и 41250 ± 340 лет - по скважине 94 на косе Чушка.

Первой надводной террасой А.Б. Островский с соавторами (1977 а) также считают новочерноморскую, которая, как они полагают, в основном образовалась в течение нимфейской фазы развития побережья и широко распространена на Сочи-Гагринском и Керчинско-Таманском участках. С отложениями узунларской и более

древних береговых линий связаны находки раннепалеолитических ашельских орудий, а с ашейской и карангатской террасами - среднепалеолитических мустьярских орудий. В отложениях сурожской террасы обнаружены остатки позднепалеолитических культур, а в отложениях новочерноморской террасы - времени греческой и римской колонизаций.

Большое количество абсолютных датировок по береговым образованиям сурожской трансгрессии приводит Л.Р.Серебрянный (1978), подчеркивающий сходство состава ископаемой фауны этого бассейна с карангатским. Возраст раковин *Cardium edule* из глин сурожской террасы в 2.5 км южнее мыса Тузла на восточном берегу Керчинского пролива по C^{14} по трем образцам составляет 32000 ± 1000 , 33600 ± 570 и 35100 ± 1200 лет, а по уран-ториевому методу (2 образца) - 37700 ± 3300 и 36600 ± 1500 лет. Датировки по C^{14} раковин из обнажений у с.Героевское - 37800 ± 2200 , более 32000 , 23260 ± 300 *), 31720 ± 1800 лет (по *Cardium edule*) и 33720 ± 2000 (по *C. tuberculatum*). Абсолютный возраст раковин *Ostrea edulis* из 18-метровой террасы южнее устья р.Шахе (Кавказское побережье) 34340 ± 1160 и 38730 ± 990 , а прослая торфа сурожского времени в районе г.Поти, вскрытого на глубине 65 м - 31300 ± 320 лет.

Данные о затопленных береговых образованиях Черного моря содержатся в работах Е.Н.Невесского, Л.А.Невесской, Ф.А.Щербакова и некоторых других авторов. Результаты исследований показали, что такие образования представлены в основном реликтами аккумулятивных форм. Так, береговые отложения Новозвксинского бассейна в виде песчано-галечных или ракушечных накоплений известны на

*) Датировка, согласно Л.Р.Серебрянному (1978), может быть "омоложена".

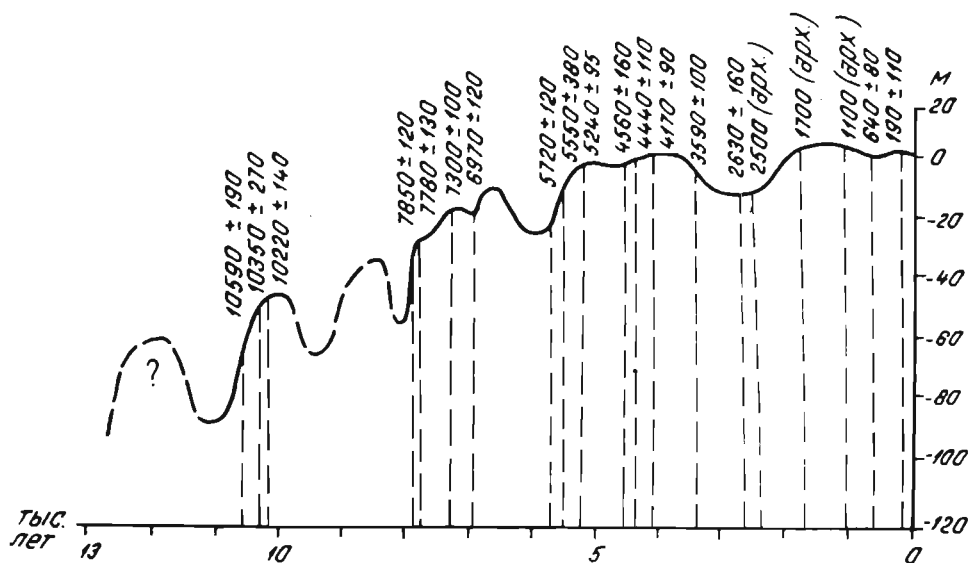


Рис.2.22. Эвстатическая кривая изменения уровня Черного моря в голоцене (Островский А.Б. и др., 1977 б).

глубинах 80–90 м (Щербаков Ф.А. и др., 1978). Верхняя граница распространения прибрежных отложений этого бассейна в северо-западной, северной и северо-восточной частях шельфа прослеживается до глубин 20–30 м. Они характеризуются остатками обедненной фауны моллюсков каспийского типа: *Monodacna caspia*, *Adacna vitrea euxinica*, *Hyranis plicatus veliclus*, *Dreissena polymorpha* и др. (Невеская Л.А., 1965). Датировки их абсолютного возраста колеблются в интервале 10000–22000 лет (Серебряный Л.Р., 1978). По Ф.А.Щербакову с соавторами (1978, Моргунов Ю.Г. и др., 1981) возраст наиболее молодых образований Новозвксинского бассейна 7000–8000 лет, а по П.В.Федорову (1978) — возможно, и 9000. Поздне-верхнеплейстоценовая регрессия моря, приведшая к образованию Новозвксинского бассейна, несомненно, превышала 100 м (Островский А.Б. и др., 1977 б). Последующее повышение уровня моря происходило скачкообразно (рис. 2.22).

Древние береговые образования Древнечерноморского бассейна, характеризующиеся средиземноморской фауной и включающие бугазско-византийские и каламитские слои (Невеский Е.Н., Невеская Л.А., 1961), прослеживаются вплоть до современного уровня моря. Следы размыва поверхности новозвксинских отложений в районе Керчинского полуострова позволяют полагать, что древнечерноморскую и новозвксинскую стадии развития Черного моря разделяет регрессивный этап (Федоров П.В., 1978).

2.2. Побережья внутриматериковых изолированных морских бассейнов

2.2.1. Побережье Каспийского моря

Побережье Каспийского моря — обширный район, подвергавшийся волновому воздействию ряда морских бассейнов со сложной историей развития. Он включает преобладающую часть Прикаспийской и Курин-

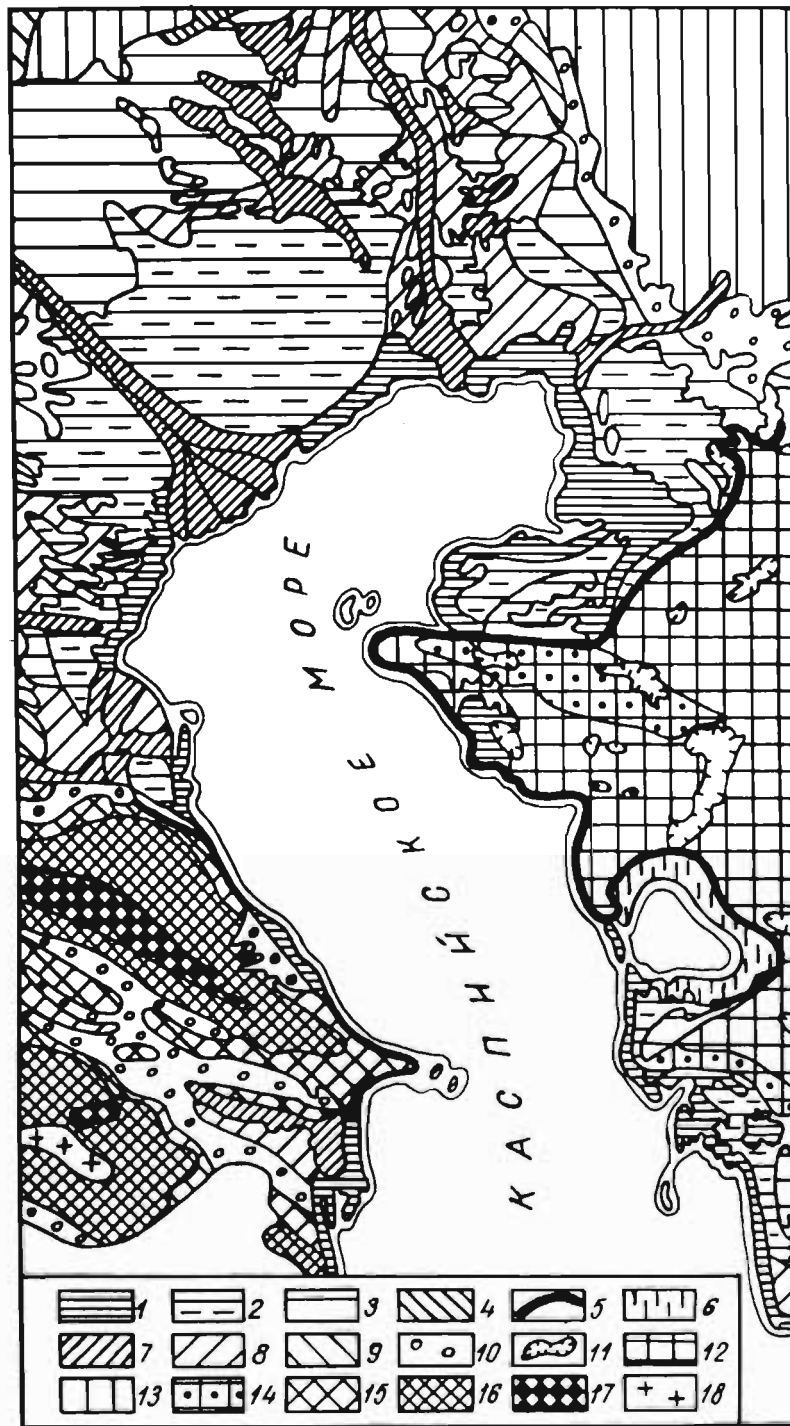


Рис. 2.23. Геоморфологическая схема побережья Каспийского моря (Леонтьев О.К. и др., 1977). Морской рельеф: 1-новокаспийская, 2-верхнехвалынская, 3-нижнехвалынская, 4-хазарская равнины; 5-комплекс древнекаспийских морских террас; 6-современная соляная равнина Карабогазгола. Флювиальный рельеф: 7-поймы крупных рек, современные дельты и разливы; 8-хвалынские, 9-хазарские террасы, дельты и разливы; 10-пролювиальные и флювиогляциальные древнекаспийские равнины. Эоловый рельеф. II-бессточные впадины. Денудационный рельеф: 12-аридно-денудационное плато; 13-эрозионно-денудационные возвышенности; 14-аридно-денудационные низкие горы, мезозойские; 15-аридно-денудационные и эрозионно-денудационные горы, альпийские; 16-эрозионно-денудационные мезокайнозойские средние горы; 17-высокие горы с гляциальной обработкой; 18-кайнозойские вулканические нагорья.

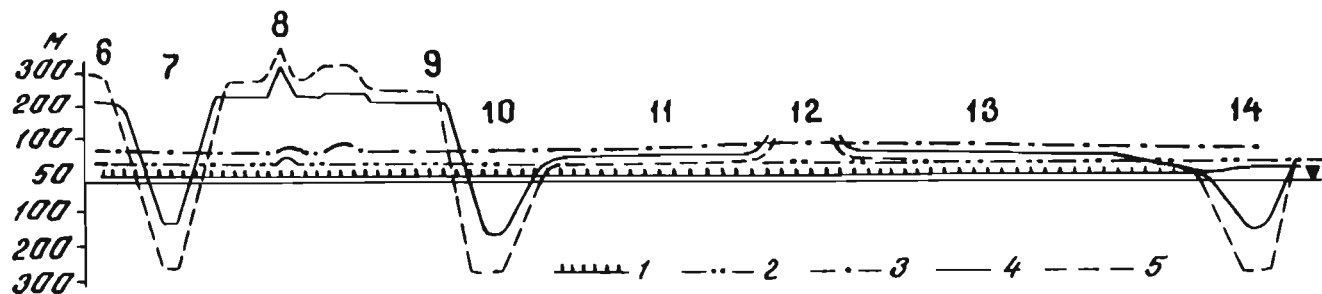


Рис.224. Древние береговые линии Каспийского побережья (по П.В. Федорову).

1- новокаспийская; 2- верхнехвалынская; 3- нижнехвалынская; 4- хазарская; 5- бакин-
 ская. Отметки даны от уровня минус 28,0 м абс. высоты. 6- Ленкоранское побережье;
 7- Куринская низменность; 8- Апшерон; 9- Дагестан; 10- Терско-Кумская низменность;
 11- Нижняя Волга; 12- Эмбинский район; 13- Северо-Западный Мангышлак; 14- Юго-
 Западная Туркмения.

ской низменностей, прибрежные районы Восточного Предкавказья, Кавказа, Талышских гор, хребта Эльбрус, морские склоны плато Мангышлак, Кендерлы-Каясанское, Устюрт, Краснодарское и часть широкой эоловой равнины Западной Туркмении. Подводная часть побережья охватывает значительную площадь мелководного шельфа.

Изучением береговых образований и прибрежно-морских отложений Каспийского побережья занимались многие исследователи. Лишь в недавнее время этому вопросу посвящен ряд монографий (Федоров П.В., 1957, 1978; Шариков В.В., 1964; Леонтьев О.К., Халилов А.И., 1965; Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И., 1977; Варуценко С.И., Варуценко А.Н., Клиге Р.К., 1987; Лебедев Л.И., Алексина И.Д., Кулакова Л.С. и др., 1987 и др.) и большое количество статей.

На побережье Каспийского моря выделяются береговые образования Акчагильского, Апшеронского, Бакинского, Хазарского, Хвалынского и Новокаспийского бассейнов (рис.2.23). Наиболее древние из них начали формироваться еще в верхнем плиоцене, возраст самых молодых - голоценовый. В связи с этим береговые формы на побережье резко различаются по степени сохранности.

Береговые линии Акчагильского, Апшеронского, Бакинского и Хазарского бассейнов известны главным образом на побережье Предкавказья и Кавказа (рис.2.23,2.24), где они представлены плохо сохранившимися абразионными террасами с маломощным покровом прибрежно-морских отложений. В погребенном или полупогребенном состоянии отложения этих бассейнов известны и на других участках побережья, в том числе на Западно-Туркменской, Куринской и Терско-Кумской низменностях, где их мощность достигает максимальных значений.

Наиболее высоко, до 1200 м, акчагильские береговые образования приподняты в Дагестане в окрестностях пос.Хучни. Они ха-

рактируются *Avimactra subcaspia*, *A. ossoskovi*, *Cardium dombra*, *C. pseudoedule* и др. Возраст акчагыльских образований по данным палеомагнитных измерений 2-3 млн. лет (зона Гаусс-Матуяма (Зубаков В.А., Кочегура В.В., 1973)). Предполагается, что прибрежно-морские отложения связаны со средним акчагилом. Трансгрессии раннего и позднего акчагила имели меньший размах.

Береговые образования Апшеронского моря на кавказском побережье расположены на отметках 350-500 м. Максимальные отметки (1000 м) этот берег достигает на восточных склонах Кавказа. Характерные формы апшеронской фауны моллюсков: *Ascheronia raricosata*, *A. propinqua*, *A. eurydesma*, *Monodacna beibatica*, *Didacnomya caucasica*. Время образования Апшеронского моря совпадает со второй половиной эпохи Матуямы - 0,7-2,0 млн. лет назад (Зубаков В.А., Кочегура В.В., 1973).

Береговые формы сравнительно небольшого по размерам трансгрессивного Бакинского моря, образовавшегося после глубокой тюркянской регрессии (уровень моря минус 150 м), прослеживаются, кроме рассмотренного выше участка, и на ленкоранском отрезке побережья. Наиболее северные приподнятые бакинские береговые линии располагаются на северных склонах Гудермесского хребта и в районе северных предгорий Дагестана. В Северном Азербайджане, напротив поселков Дивичи и Гендоб, высота бакинских террас достигает 229-321 м, а к северу опускается до 180-200 м. Характерная фауна бакинских образований - *Didacna parvula*, *D. catillus*, *D. rudis* и др. Г.И.Рычагов (1977) относительно абсолютной высоты бакинских береговых образований приводит несколько другие данные. Согласно Г.И.Рычагову (1977) бакинские формы в Дагестане наблюдаются на абсолютной высоте до 220 м, в Азербайджане от 220-270 м (Тальшские горы) до 300-400 м (по периклинали Большого Кавказа).

Возникновение рассматриваемых берегов обычно связывается с позднебакинской трансгрессией, отложения которой залегают на мощных толщах глин и алевроитов Раннебакинского моря (Федоров П.В., 1978). По сообщению Г.И.Рычагова (1977), во время позднебакинской трансгрессии уровень моря был близок к уровню Мирового океана и вряд ли превышал 5-10 м. Уровень Раннебакинского моря был ниже уровня океана, но все же оно имело связь с Черноморским бассейном (Федоров П.В., 1957; Попов Г.И., 1970). Эта связь продолжала существовать и в позднебакинское время. Исследования разрезов "Бакинский ярус", Черный Яр и Копановка на Нижней Волге, балки Горький Ерик на северо-восточном берегу оз.Баскунчак показали, что бакинские отложения обладают прямой остаточной намагниченностью и относятся к эпохе Брунес (Каплин П.А. и др., 1977; Леонтьев О.К. и др., 1977), т.е. их возраст не более 690 тыс.лет. Имеются датировки по термолюминесцентному методу 400 ± 48 тыс. (Черный Яр) и 480 ± 53 тыс.лет (балка Горький Ерик).

П.В.Федоров (1978) на склонах Юго-Восточного Кавказа на абсолютных отметках 190-220 м выделяет древние береговые образования Урунджикского моря, существовавшего в самом конце раннего плейстоцена, однако, как отмечают О.К.Леонтьев с соавт. (1977), "о береговых формах, отвечающих этому (урунджикскому - И.В.) отрезку времени, нельзя сказать ничего определенного, так как недостаточно данных".

Согласно О.К.Леонтьеву и др. (1977), береговые образования хазарского этапа развития Каспия на кавказском побережье приподняты до абсолютных отметок 160-250 м и представлены остатками трех древних береговых линий. Все они принадлежат к формам, возникшим во время раннехазарской трансгрессии. Образования же позднехазарской трансгрессии покрыты осадками более позднего - Хвальнского моря. В районе Апшеронского полуострова хазарские

террасы, по сообщению этих авторов, располагаются на абсолютных отметках 90, 120 и 200 м, в Килязинском районе - 94-98, 125-140 и 168-170 м, а в окрестностях г.Махачкала 80, 110 и 125 м. Фауна моллюсков характеризуется преобладанием *Didacna crassa*, *D. trigonoides* и руководящими формами *Didacna subpyramidata*, *D. pallasii*, *D. paleotrigonoides* и др.

Г.И.Рычагов (1977) относительно хазарских береговых образований придерживается несколько другого мнения. Согласно его данным имеют место лишь две раннехазарские береговые линии, которые в предгорьях Дагестана и Тальшских гор наблюдаются на абсолютных отметках 140-150 и 160-170 метров. По периклинали Большого Кавказа они подняты до 200-300 м. Древние береговые линии на абсолютных уровнях 80-85, 100-105 и 120-130 м, выделяющиеся на Кавказском побережье, по Г.И.Рычагову (1977) рассматриваются как позднехазарские. Основанием этого являются несколько данных. Так, например, в целом ряде разрезов террас с береговыми линиями 80-85 м и 100-105 м, наряду с *Didacna nalivkini* и *D. vulgaris* встречается характерная для верхнего хазара форма *Didacna surachanicka*. В осадках этих террас встречаются также раковины нового подвида рода *Didacna crassa* - *Didacna crassa schuraosonica*. В береговых образованиях выше абсолютных высот 130 м эта форма встречается лишь в единичных экземплярах. Количество ее резко возрастает в отложениях террасы 120-130 м, она господствует в отложениях террас 80-85 и 100-105 м.

О различии в возрасте раннехазарских террас (140-150 м и 160-170 м) и берегов 80-85 м, 100-105 м и 120-130 м, по Г.И.Рычагову (1977), свидетельствует относительно лучшая сохранность последних. В этом отношении они ближе к хвалынским террасам. В то время как раннехазарские и бакинские берега сохранились, как правило, в виде останцев, позднехазарские террасы сохранились

лучше. "Почти на всем протяжении дагестанского побережья Каспия, от р. Сулака на севере до р. Самура на юге, четкая граница между низменной пологонаклонной равниной и передовыми хребтами Кавказа прослеживается на высотах от 75 до 120-130 м (в зависимости от конкретной геологической обстановки)" (Рычагов Г.И., 1977).

Ранне- и позднехазарские трансгрессии отделены регрессией, по глубине которой имеются вполне надежные данные. Уровень моря в послераннехазарское время упал ниже современного более чем на 40 м. Истинный уровень Раннехазарского моря располагался на почти 10 м абс. выс. (Рычагов Г.И., 1977). Уровень Позднехазарского моря достигал около минус 15 м. Как Ранне-, так и Позднехазарское море имели связь с Черноморским бассейном и характеризовались несколькими стадиями.

По данным термолуминесцентного анализа (Рычагов Г.И., 1977), возраст нижнехазарских отложений из разреза р. Ачису (Дагестанское побережье) - 144^{+17} тыс. лет. Согласно результатам определения по уран-иониевому методу возраст этих отложений равен или более 250 тыс. лет. Аналогичные данные (255 и 300 тыс. лет) получены для нижнехазарских отложений азербайджанского побережья. По датировкам Х.А. Арсланова с соавторами (1988) возраст раннехазарских (гюргянских) образований по уран-иониевому методу больше 300 тыс. лет. Согласно их данным раннехазарские отложения более древние, чем осадки днепровского оледенения.

Для верхнехазарских отложений имеется более 30 определений абсолютного возраста, однако данные полученные разными методами резко расходятся. По C_{14} возраст осадков верхнего хазара 25,3-35,4 тыс. лет, хотя имеются и запредельные датировки. По данным ураново-иониевого метода позднехазарская трансгрессия имеет место 76,0-144,0 тыс. лет назад. В самое последнее время приводятся несколько иные данные - 78,4-100,0 тыс. лет (Арсланов Х.А.

и др., 1988). Согласно Г.И.Рычагову наиболее близкие по возрасту однако данные термолюминесценции 91,000-143,000 лет т.н.

Конец хазарского этапа развития Каспия ознаменовался глубокой регрессией (ательской), во время которой происходит интенсивное врезание рек. Во время максимума регрессии контур береговой линии установился в пределах зоны современных глубин 20-25 м.

В остальных регионах побережья Каспия древние береговые образования указанных бассейнов находятся в основном в погребенном или значительно измененном состоянии. Захороненные береговые образования типа аккумулятивных форм для Акчагыльского моря наиболее хорошо изучены на восточном побережье Каспия. В районе мыса Песчаный они представлены известняками-ракушечниками (Клейнер Д.М., 1961). У пос.Бекдаш обнаружены отложения древней стрелки, а южнее аккумулятивная форма - "прообраз современной Карабогазской пересыпи" (Леонтьев О.К. и др., 1977).

Абразионные уступы Апшеронского моря обнаружены также на Затеречной равнине, в междуречье Волги и Урала. В районе Западно-Туркменской и Куринской низменностей апшеронские прибрежно-морские образования захоронены в мощных толщах плиоцен-четвертичных осадков. Остатки аккумулятивных береговых образований, сложенных оолитово-ракушечными известняками, на высоте 80 и 100 м установлены на западе северного побережья Краснодарского полуострова (Леонтьев О.К. и др., 1977).

В Северном Прикаспии в погребенном состоянии бакинские отложения располагаются на высоте 0-5 м, а на Восточном побережье Каспия на берегах Краснодарского полуострова на абсолютной высоте 10-20 м и на Мангышлаке на отметках от минус 20 м до плюс 10 м. В предгорных и межгорных депрессиях кровля бакинских образований опущена до минус 100-300 м.

Бакинские береговые формы на восточном побережье Каспия подробно описаны О.К.Леонтьевым (1961). Об остатках древнего бакинского бара на южном побережье Карабогазгола говорилось выше. Кроме того, древние бары, сложенные сцементированными оолитово-ракушечными известняками с включениями известняковой гальки, известны в древней долине Кизылузень, в устье долины Сакакудук и на участке полуостров Тубкара^{гану} - залив Карабогазгол. В районе мысов Урдюк и Меловый наблюдаются остатки пересыпей, сложенных таким же материалом.

Образования Раннехазарского моря распространяются на Прикаспийской низменности до отметок 0-10 м, на побережье Мангышлака до 5-10 м и в Западной Туркмении до 10-15 м. В тектонических депрессиях кровля отложений этого моря располагается на отметках до минус 100-200 м, в Чикишлярском районе Туркмении реже до - 300 м.

На восточном и юго-восточном побережье Каспия известны также остатки позднехазарских береговых аккумулятивных форм. Здесь ракушечные известняки почти всегда располагаются на дне моря к западу от современных береговых аккумулятивных форм (Леонтьев О.К., 1961).

Береговые образования хвалынского этапа развития Каспия распространены наиболее широко и принадлежат к трансгрессивным Ранне- и Позднехвалыньским бассейнам. Раннехвалыньское море было самых больших размеров из четвертичных бассейнов Каспия и характеризовалось *Didasna ebersini*, *D. protracta*, *D. parallella* с примесью полупресноводных и пресноводных *breissena*, *Monodasna*, *Adasna* и *Theodoxus*. С этим бассейном связан целый ряд морфологически выраженных древних береговых линий. Абсолютные отметки гипсометрически наиболее высокой из них 47-62 м. Позднехвалыньское море характеризовалось *Didasna praetrigonoides*,

D. subcatillus и максимальным уровнем высоты около 0 м. В отличие от более древних береговых линий хвалынские деформированы слабо.

Кроме максимальной, на побережье Каспия наблюдаются несколько стадияльных раннехвалынских береговых линий регионального распространения, располагающихся на абсолютных отметках: 34-36 (талгинская береговая линия), 28-30, 20-22 (буйнакская береговая линия), 14-15 (туркменская береговая линия) и 4-6 м. Раннехвалынские береговые образования в апшеронской области слагают почти всю поверхность прибрежной равнины. Морфологически наиболее отчетливо выражены 50- и 25-метровые берега. Первый из них прослеживается по абразионным уступам, а второй - абразионно-аккумулятивный. В Килязинском районе среди этих берегов лучше всего выражены приподнятые на абсолютных отметках 62 и 28 м. На дагестанском побережье абсолютные отметки наиболее древней хвалынской береговой линии 45-60 м, и представлена она абразионными формами. Кроме того морфологически хорошо выражена береговая линия на высоте 4-10 м.

На Прикаспийской низменности полоса распространения отложений Раннехвалынского моря представляет собой широкую равнину, сложенную глинами и суглинками. Ее верхнюю границу маркируют абразионные уступы на отметках 50 м. По древним дельтам рек Ащеузек, Большой и Малый Узень, Урал и Ула выделяются древние береговые линии на абсолютных высотах 21-22, 14-15 и 5-6 м (Леонтьев О.К., 1961).

На восточном побережье Каспия, в районе Мангышлака, прослеживаются три, реже четыре абразионные террасы на абсолютных отметках 45-47, 32-34, 20-22, 12-14 и редко на 8-9 м (Федоров П.В., 1978). У южного края впадины Карагие сохранилась коса-стрелка, связанная с максимальным уровнем Раннехвалынского моря.

Нижнехвалынские отложения слагают бережистую часть южной Карабогазгольской пересыпи, поверхность которой покрыта бугристыми эоловыми песками и дюнами. В Западной Туркмении Раннехвалынскому бассейну в основном отвечают древние песчаные аккумулятивные террасы, поверхность которых в значительной мере перевелена. Галечные береговые валы этого бассейна развиты у подножья хребта Кубараг, Большого и Малого Балхана на уровнях 45-47, 32-34, 25, 16, 12, 8 и 5 м (Федоров П.В., 1978).

Позднехвалынское море по сравнению с Раннехвалынским характеризовалось меньшими размерами. По П.В.Федорову (1978), наряду с максимальной береговой линией 0 м, береговые образования встречаются также на отметках минус 2, 11-12 и 16-17 м, преимущественно в виде аккумулятивных участков берега.

Согласно мнению многих исследователей Каспия, ранне- и позднехвалынские трансгрессии разделились т.н. енотаевской регрессией. Во время этой регрессии уровень моря достигал абсолютные отметки минус 43-45 м. Стадиальные береговые образования формировались во время довольно крупных по масштабам и длительных по времени трансгрессий, хотя имеет место также стадиальные береговые формы, возникшие во время задержек регрессирующего моря на тех или иных высотах (Рычагов Г.И., 1977).

О.К.Леонтьев и П.В.Федоров (1953) выделяют три вторичных трансгрессии на фоне общей регрессии позднехвалынского моря: сартасскую (абс.отм. минус 10-12 м), дагестанскую (абс.отм. минус 16-18 м) и самурскую (высота 3-4 м ниже уровня Мирового океана). Г.И.Рычагов (1977) однако утверждает, что береговая линия с абсолютными отметками минус 16-18 м неправильно отнесена к позднему хвалыну. В действительности она является голоценовым образованием и маркирует максимальный рубеж новокаспийской трансгрессии.

Согласно Г.И.Рычагову (1977), после максимума позднехвалынской трансгрессии имели место две трансгрессивные стадии: сартасская (-10 - (-12) м) и береговая линия, выделяющаяся на абсолютных отметках -5 - (-6) м. Предлагается последнюю назвать "кумской".

Конец хвалынской стадии ознаменовался глубокой регрессией Каспия, т.н. мангышлакской фазой, во время которой уровень моря понизился до абсолютных отметок минус 50 м.

Отложения бассейнов хвалынского этапа Каспия имеют ряд датировок абсолютного возраста, довольно значительно различающихся. Радиоуглеродные определения раннехвалынских отложений колеблются от $11,3 \pm 0,4$ до $18,46 \pm 0,22$ тыс.лет, а по данным уран-иониевого метода - от $9,6 \pm 0,3$ до $12,5 \pm 0,3$ тыс.лет. Датировки по термолуминесцентному методу дают $71,0 \pm 8,14$ - $42,0 \pm 5,0$ тыс.лет (Леонтьев О.К. и др., 1977). Радиоуглеродные определения образований Позднехвалынского моря колеблются в пределах 15,5-9,7 тыс. лет. Уран-иониевые датировки этих осадков дают 22,0-13,8 тыс. лет, а определения по термолуминесцентному методу - 18,5-14,6 тыс.лет.

Несколькими исследователями указывается, что на истинный возраст хвалынских трансгрессий указывают определения термолуминесценции, однако этот метод не особенно надежный. На наш взгляд, правы Д.Д.Квасов (1975,а), А.А.Свиточ (1976; Свиточ А.А., Янина Т.А., 1983) и другие, которые указывают, что наиболее надежны определения по C_{14} . Согласно этим данным имела место лишь одна более крупная хвалынская трансгрессия ("раннехвалынская"), по времени сопряженная с началом таяния последнего ледникового покрова на севере Русской равнины. Т.н. "позднехвалынская трансгрессия" по рангу соизмерима со стадияльными повышениями уровня моря во время регрессии Хвалынского моря.

Береговые образования Новокаспийского моря морфологически хорошо выражены на протяжении всего побережья до абсолютных отметок минус 20 м. Новокаспийские берега характеризуются преобладанием свежих аккумулятивных форм, рост которых во многих случаях продолжается до настоящего времени.

В пределах Ленкоранской и Куринской низменностей береговые образования новокаспийской стадии носят аккумулятивный характер. На Ленкоранской низменности это аккумулятивная терраса с древними береговыми валами, а в пределах Куринской низменности - древние генерации дельты одноименной реки. В районе Апшеронского полуострова (кроме восточного побережья) новокаспийский берег представлен аккумулятивными террасами, на которых встречаются береговые валы и дюны. На востоке полуострова наблюдаются отмершие абразионные уступы.

В Килязинском районе древний берег прослеживается по абразионному уступу, к бровке которого приурочена дюнная гряда. На дагестанском побережье береговая линия Новокаспийского моря отмечена крупными аккумулятивными формами - Туралинской и Аграканской и рядом абразионных уступов.

На северо-западном побережье Каспия рассматриваемые образования представляют собой песчаную равнину, вдоль материкового края которой прослеживаются солончаки и песчано-ракушечные береговые валы. Эта равнина распространяется до Прикаспийской низменности, постепенно расширяясь к востоку. Песчаная поверхность равнины осложнена абразионными уступами, врезанными в баровские бугры, и древними береговыми валами, с которыми связаны фрагменты древних дельт рек Волга и Урал.

На восточном побережье Каспия новокаспийские береговые образования наблюдаются в виде древних абразионных уступов на северном берегу полуострова Мангышлак и на значительных по протя-

жению участкам между полуостровом Тюб-Караган и мысом Суэ. Аккумулятивные формы представлены Тюб-Карагинской косой, баром лагуны Каракуль, петлевидным баром мыса Ракушечный, Кендерлинской косой и барами в районе Бекдаша. В новокаспийское время была сформирована значительная часть Карабогазгольской пересыпи, наиболее древняя часть Красноводской косы, а также косы Челекенского полуострова и острова Огурчинский. Поверхность всех этих аккумулятивных форм сложена древними береговыми валами.

В прибрежной части Западно-Туркменской низменности вдоль современного берега прослеживается высокий песчано-ракушечный вал Новокаспийского моря. За валом располагается полоса солончаков - бывших лагун.

Долгое время считалось, что новокаспийская трансгрессия состояла из трех стадий, разделенных регрессиями, когда уровень моря был ниже современного. Лишь благодаря работам Г.И.Рычагова (1977) установлено не менее пяти относительных стадий, "...каждая из которых состояла в свою очередь из нескольких кратковременных "всплесков" и падений уровня моря".

Одна из первых стадий Новокаспийского моря характеризовалась абсолютными отметками минус 25-26 м. Ее береговые образования перекрыты осадками более поздних стадий моря. Берег максимальной стадии новокаспия, как отмечалось раньше, располагается на отметках минус 20 м и раковинами *Cardium edule* не характеризуется. Последние в больших количествах появляются лишь в береговых образованиях регрессивного этапа моря. С этим этапом связаны береговые образования, расположенные на абсолютных отметках -21, -22 + -23 м и -25 м. Раковины *Cardium edule* в самых больших количествах встречаются в отложениях береговых форм, расположенных на абсолютных отметках минус 22 м.

Согласно Г.И.Рычагову (1977) продолжительность трансгрес-

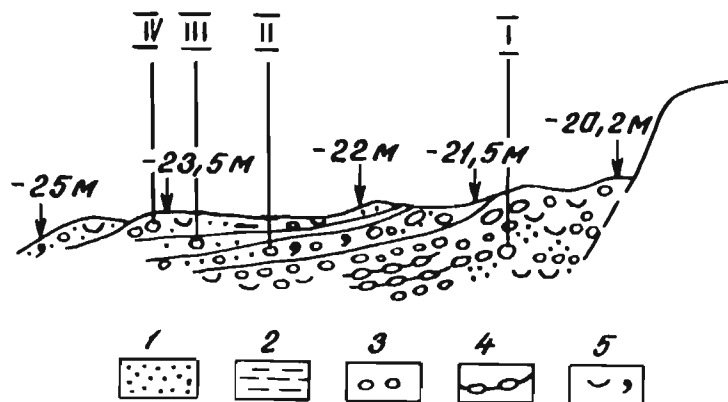


Рис.2.25. Разрез правого борта канала Турали-Сульфат (Дагестан), в котором обнажаются осадки четырех стадий новокаспийской трансгрессии (Леонтьев О.К. и др., 1977).

I- песок; 2- суглинок; 3- галька, гравий и валуны; 4- конгломераты; 5- обломки и целые экземпляры раковин моллюсков.

сивно-регрессивных стадий новокаспийской трансгрессии была неодинаковой. Наиболее продолжительными были ранние стадии, во время которых и сформировалась основная толща новокаспийских отложений. Судя по анализу строения морских новокаспийских отложений, а также приустьевых участков ряда речных долин, уровень моря регрессивных эпох располагался на отметках, близких к современным.

Вопрос о возрасте новокаспийского этапа развития Каспия довольно сложный и противоречивый. Считалось, что новокаспийская трансгрессия происходила недавно, в XIV веке, или же в первое тысячелетие нашей эры, достигнув своего максимума в начале XIX века. Другая группа исследователей считает, что новокаспийская трансгрессия действительно происходила в голоцене, но в доисторическое время.

Сейчас при появлении довольно большого числа датировок абсолютного возраста новокаспийских отложений подтверждается "доисторический" возраст новокаспийской трансгрессии. Согласно данным Г.И.Рычагова (1975, 1977) следовавшая за максимальной стадией третья стадия определяется интервалом времени 6400-5390 лет, а четвертая стадия с береговой линией $-22 \div -23$ м 3400-3000 лет. Пятая стадия имела "исторический" возраст (рис.2.25).

Возраст максимальной трансгрессии предполагается около 8 тыс.лет назад, а первых пиков новокаспийской трансгрессии предшествовавших максимальной стадии, 9-10 тыс.лет назад.

На подводном побережье Каспия встречаются древние затопленные береговые образования, отчасти выявленные еще М.М.Жуковым (1941) и В.Г.Рихтером (1954). Подавляющее большинство из них связано с позднехвалынской регрессией и ранними стадиями новокаспийской трансгрессии.

По данным В.А.Мусатова (1980), на дагестанском побережье

Каспия выделяются по крайней мере три затопленные береговые линии, преимущественно абразионного характера, расположенные на глубинах 3-5, 13-16 и 19-22 м. С некоторыми из них связываются образования известных Дербентской и Махачкалинской банок - остатков древних береговых аккумулятивных образований.

А.Н.Варущенко (1983), С.И.Варущенко и др. (1987) в районе Южного Мангышлака выделяют целый ряд затопленных береговых образований на глубинах 3-5 м (абс.отм. минус 31-33 м); 7 м (-35 м); 9 м (-37 м); 11-12 м (минус 39-40 м); 14-17 м (минус 42-45 м); 19 м (-47 м); 22 м (-50 м); 27 м (-55 м); 36 м (-64 м); 56 м (-84 м); 67 м (-95 м). Менее развиты и хуже сохранились береговые линии на глубинах 70-85 м (минус 98-113 м). На отметках ниже -113 м выделяются еще два участка развития береговых образований на глубинах 145-150 м и 180-202 м.

Возраст двух нижних террас условно допозднеплейстоценовый. Береговая линия на абсолютных отметках минус 48-52 м датируется временем мангышлакской регрессии, а линия на глубине 3-5 м (минус 31-33 м) - дербентской регрессии (с середины V до начала VIII века н.э.). Береговые же линии между абсолютными отметками минус 52-113 м по А.В.Варущенко (1983), вероятно, позднеплейстоценового возраста. Из них береговая линия, прослеживающаяся на глубине моря 36 м и абсолютной отметке - 64 м считается образованием енотаевской регрессии (Варущенко С.И. и др., 1987). В рельефе дна моря она отмечается реликтами объединенной палеодельты рек Волги, Терека, Кумы и Сулака.

Л.И.Лебедев и др. (1987) указывают на наличие на северо-западе Среднего Каспия абразионных уступов, подводных террас, древних береговых валов и баров на глубинах моря 4, 12, 16, 20, 30-32, 40-42 м. Образование указанных форм рельефа морского дна предполагается в позднечетвертичное время. На шельфе Красновод-

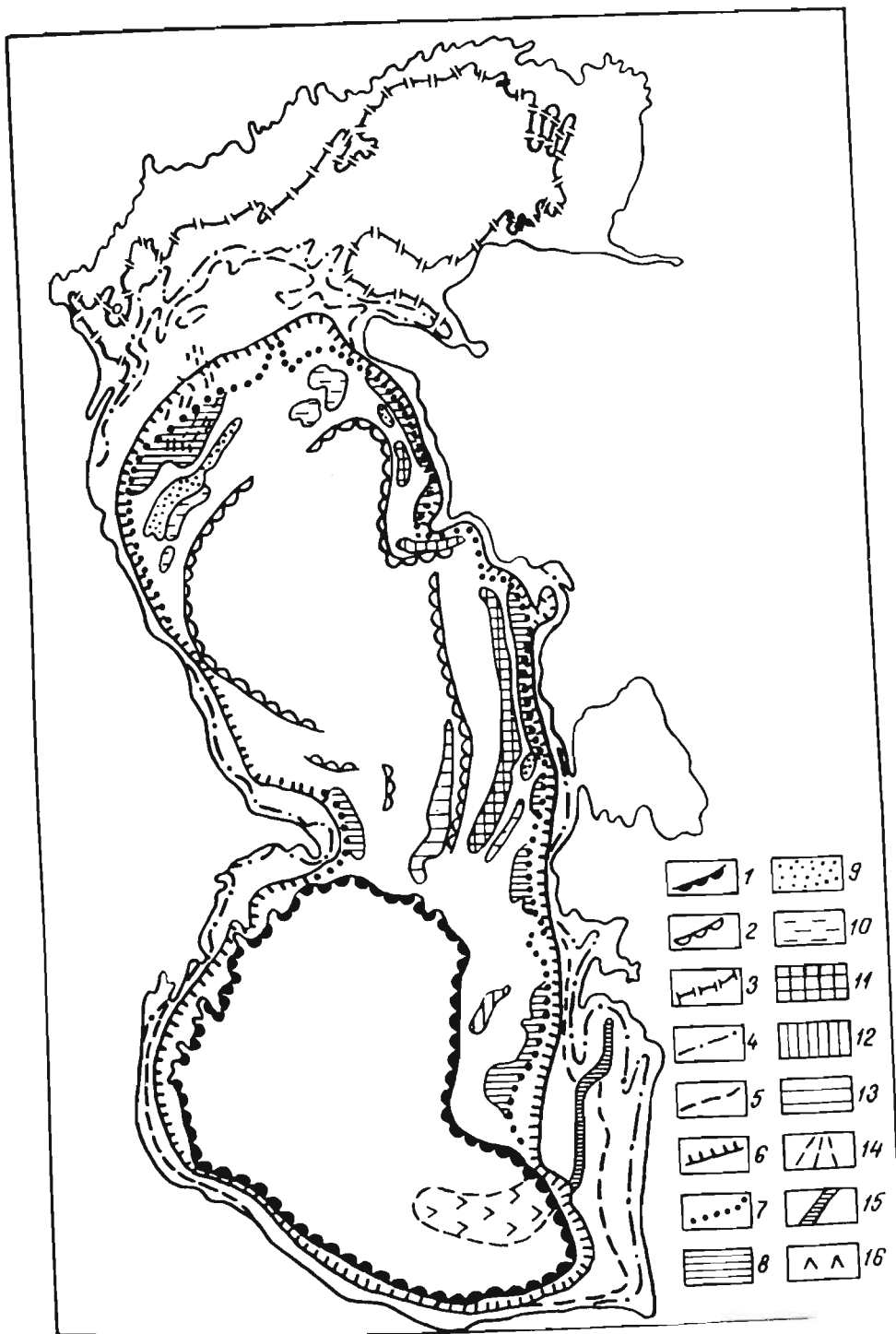


Рис. 2.26. Геоморфологическая схема дна Каспийского моря (Варуценко С.И. и др., 1987). 1- бровка шельфа; 2- бровка шельфовой впадины; 3- береговая линия современной зоны интенсивной волновой аккумуляции; 4- береговая линия дербентской регрессии (глубина 4-6 м); 5- береговая линия регрессии (глубина 9-10,5 м); 6- береговая линия мангышлакской регрессии (глубина 20-22 м); 7- береговая линия регрессии (глубина 27-33 м). Проблематичные плейстоценовые террасовые уровни на глубинах: 8- 33-40 м; 9- 42-49 м; 10- 50-58 м; 11- 62-75 м; 12- 75-80 м; 13- 175-200 м; 14- палеодельты; 15- предполагаемые русла р. Узбой в период регрессий; 16- конус выноса р. Узбой.

ского полуострова отмечаются многочисленные террасы и уступы на глубинах 15-70 м. Наибольшее развитие из них наблюдается на глубинах моря 15-20, 20, 23-25, 30-32 и 38-40 м (Лебедев Л.И. и др., 1987).

С.И.Варущенко с соавторами (1987) дает подробное рассмотрение морфологии затопленного берега времени мангышлакской регрессии (абсолютная высота минус 48-52 м). На севере Каспия по их мнению мангышлакский водоем не существовал. Его береговая зона находилась в пределах северной границы современного Среднего Каспия (рис.2.26). Мангышлакский берег в этом районе в основном представлял собой прибрежно-морские аккумулятивные формы и объединенную авандельту Волги, Терека и Кумы. Абразионные формы в виде клифов и бенчей, выработанные в коренных породах миоцена, в основном установлены вдоль полуострова Тюб-Карагана.

В Среднем Каспии в пределах Дагестанского района наблюдаются абразионно-аккумулятивные террасы, выработанные в известняках, песчано-глинистых и мергелистых породах миоцена. Преобладают грядовые бенчи и клифы, к которым нередко примыкают древние пляжи. На севере (у г.Махачкалы) и на юге (в районе г.Дербента) грядовой бенч переходит в ступенчатый, у основания которого наблюдаются остатки целых серий затопленных береговых валов.

Самурский район в эпоху мангышлакской регрессии представлял собой низменную равнину, образованную дельтами стекающих с Кавказского хребта рек. В прибрежной части здесь была развита серия береговых баров и приустьевых валов. В Североапшеронском районе, с востока и севера примыкающем к одноименному полуострову, мангышлакский берег в основном был абразионный. Лишь на крайнем западе района преобладали аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные процессы.

Мангышлакский район, давший название рассматриваемому бассейну, протяженностью около 300 км (от широты форта Шевченко до косы Ада), характеризуется древними абразионными уступами и террасированными площадками с микрорельефом из гряд, "щеток", котловин и ложбин. Местами мангышлакский берег представлен также затопленными барами. На участке м. Ракушечный - основание косы Ада в сферу волнового воздействия попали бары Хазарского моря, образованные литифицированными детритусовыми песчаниками с ракушей. Они подвергались нивелировке в результате разрушения относительно возвышенных гребней и заполнения осадками разделяющих их ложбин. Расположенный между косой Ада и полуостровом Челекен Прикарабогазский район характеризуется абразионными уступами. На месте глубоких денудационных котловин к северу от мысов Адамташ^и Бекдаш образовались своеобразные лагуны. На значительных участках мангышлакский берег выработан в хазарских аккумулятивных образованиях.

На Южном Каспии в Куринском районе рассматриваемый древний затопленный берег в основном представлен абразионными формами. В приглубой береговой зоне здесь располагается также ряд грязевулканических островов и банок - сейчас это банки Корнилова-Павлова, Калмыкова, ГПБ и другие. Расположенный на крайнем юго-западном побережье Каспия, южнее широты г. Ленкоран (Южно-астаринский район), мангышлакский берег имел абразионный характер. Он представлен равниной, которая примыкает к северным отрогам хребта Богровдаг. Водотоки, берущие начало в горах, образовали на поверхности абразионной равнины затопленные конуса выноса. Впоследствии материал конусов выноса служил источником наносов для формирования береговых аккумулятивных форм.

В Челекенском районе, примыкающем к одноименному полуострову, во время мангышлакской регрессии море отступило до

25-27 км от линии современного берега. Выработанные в это время клифы хорошо сохранились на севере и юге района. Почти повсеместно в зоне волнового воздействия Мангышлакского моря были развиты выходы коренных пород и конгломератов хазарского возраста. И для этого района характерным было появление грязевого вулканизма. Туркменский район (от Туркменского залива на севере до устья р.Атрек на юге) во время мангышлакской стадии осушился шириной до 85 км. Наиболее ярким геоморфологическим образованием в пределах этой суши была долина р.Узбой. Мангышлакский берег в Туркменском районе выражен затопленными абразионными уступами и местами также аккумулятивными формами. Например, клифы сохранились на севере района до ложбины, разделяющей остров Огурчинский и банку Ульского. К югу от этой ложбины отмечаются аккумулятивные образования типа валов высотой 0,5-1,5 м и шириной до 1-3 км. Еще далее к югу примерно до 38° с.ш. мангышлакский берег выражен абразионным уступом.

2.2.2. Побережье Аральского моря

Ширина побережья Аральского моря от нескольких до первых десятков километров. Надводная его часть представляет собой песчаную равнину, приподнятую до 10 м над уровнем моря, подводная - занимает гораздо большую площадь и распространяется до глубин 17 м.

Наиболее древними морскими отложениями, развитыми лишь во впадине Арала и не выходящими за ее пределы, являются песчано-глинистые солоноватого позднеплиоценового (апшеронского) бассейна, содержащие остатки моллюсков *Dreissena*, *Adacna* и др. (Левина Е.Б. и др., 1969; Клейнер Ю.М., 1970). Акчагильские отложения известны лишь в районе дельты Амударьи. Береговые образования позднеплиоценового бассейна не сохранились. На север-

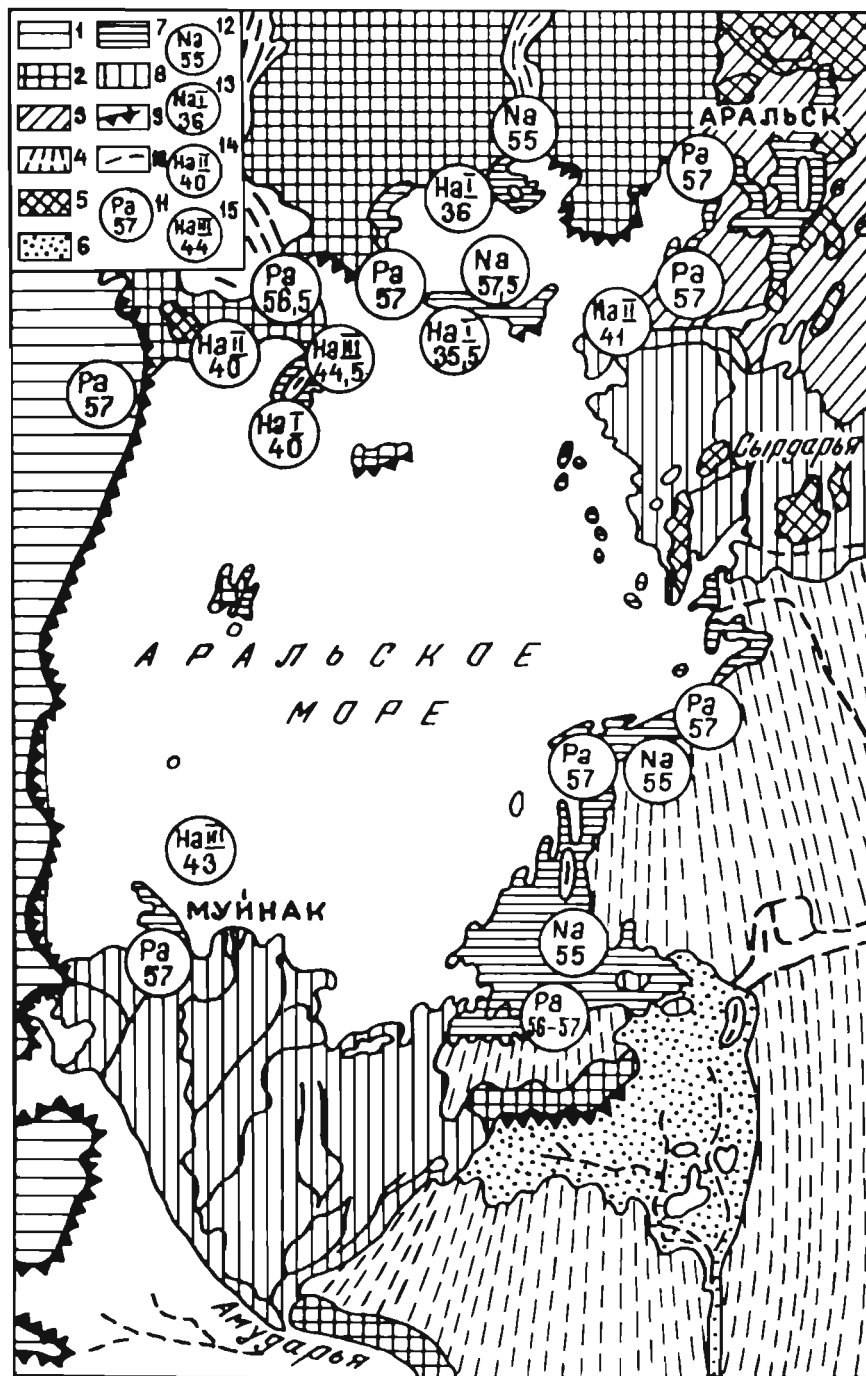


Рис. 227. Геоморфологическая схема Приаралья: 1-плато Устьюрт; 2-останцово-денудационная равнина; 3-денудационная равнина; 4-рельеф эолового происхождения: эоловые гряды, 5-эоловые холмы и массивы; 6-древние дельты; 7-равнина побережья; 8-современные дельты; 9-чинки и крутые склоны; 10-сухие русла рек. Отметки берега: I-древнеаральской стадии; II-новоаральской; III-таранглыкской; IV-куландинской; V-шомышкольской.

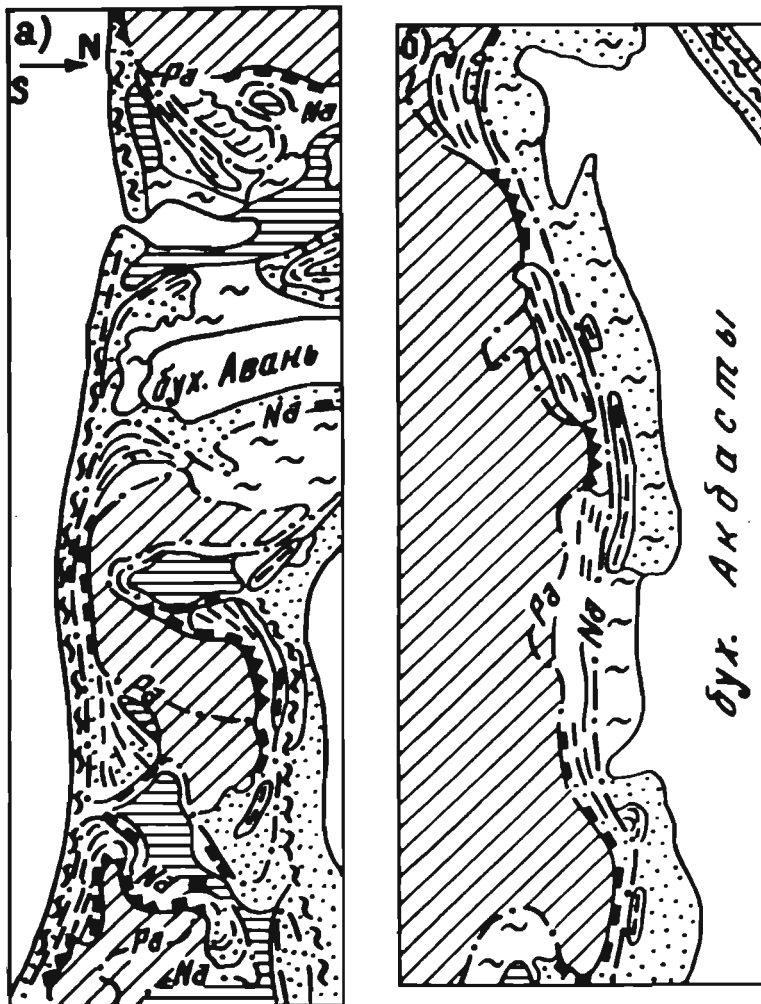


Рис.228. Геоморфологические схемы участков побережья Арала: а-косы юго-западного побережья острова Кокарал; б-аккумулятивные террасы юго-восточного полуострова Каратоп. Участки денудационной равнины Северного Приаралья выделены диагональной штриховкой (прочие условные обозначения см.на рис.79.).

ном побережье моря кровля отложений этого бассейна достигает 54-62 м.

По данным исследований Л.С.Берга (1908), А.Л.Яншина (1953), А.С.Кесь (1952, 1969), В.И.Льмарева (1967), И.Г.Вейнберга с соавторами (1972), на побережье Арала известно до пяти морфологически выраженных древних береговых линий. На надводном побережье распространены береговые образования древнеаральской (Pa) и новоаральской (Na) стадий развития моря. Абсолютные отметки первых, отмечающих верхнюю границу побережья, 56-57 м; береговые формы морфологически хорошо выражены. На северном побережье моря древнеаральский берег представлен абразионными уступами, барами и косами (рис. 2.27, 2.28). Абразионные уступы высотой до 15 м врезаны в глины, пески и песчаники палеогенового и отчасти мелового возраста или в песчаные отложения древних эоловых образований. Они отчетливо выражены в рельефе и мало изменены. Длина аккумулятивных террас, баров, кос древнеаральского берега до 10 км, ширина достигает 1 км. Эти формы образованы в основном песком с раковинами *Cardium edule*, местами с примесью гальки и гравия.

Абразионные уступы обычно приурочены к выступам контура берега, аккумулятивные формы - к его вогнутостям. На участках побережья с очень небольшими уклонами поверхности или в узких извилистых древних заливах берег морфологически представлен лишь слабыми переломами профиля поверхности, маркирующими верхнюю границу распространения песков с *Cardium edule*.

В юго-восточной части полуострова Куланды, на северо-восточном побережье залива Даукара, бары древнеаральского берега перегораживают устья оврагов, что указывает на трансгрессивный характер Древнеаральского бассейна, затопившего низовья оврагов, образовавшихся при более низком базисе эрозии.

В пределах восточного и юго-восточного побережья Арала древнеаральскому берегу присущ ряд специфических особенностей, отмеченных еще Л.С.Бергом (1908). При затоплении морем эоловых гряд и массивов здесь образовался отмелый извилистый берег, изрезанный многочисленными заливами, островами и мысами. Поэтому на многих участках побережья древнеаральский берег морфологически выражен лишь небольшими переломами в профиле местности, хотя местами встречаются низкие абразионные уступы и отдельные аккумулятивные береговые формы.

В пределах крутого западного берега Арала древнеаральский берег появляется лишь местами в плавных вогнутостях его контура, где он представлен низкими абразионными уступами и песчаными аккумулятивными террасами.

Новоаральская береговая линия (N_a) располагается на абсолютной отметке 54,5 м. На севере моря новоаральский берег прослеживается по небольшим аккумулятивным террасам, реже - абразионным уступам, высотой до 3 м. Наиболее развиты новоаральские береговые образования на севере острова Кокарал и на островах Митык и Кендерлы. В местах, где надводное побережье узкое, они чаще всего уничтожены волнами современного моря.

На восточном и юго-восточном побережье Арала новоаральский берег морфологически выделяется весьма четко, и по степени выраженности береговые образования не уступают древнеаральским. Особенно отчетливы береговые образования Новоаральского моря на островах. На западном побережье Арала новоаральский берег выражен в рельефе слабо.

Затопленные береговые образования объединяются в тарангликскую ($Na I$), куландинскую ($Na II$) и шомышкольскую ($Na III$) береговые линии (Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., 1980). Батиметрически наиболее низкая из них - тарангликская береговая линия - распола-

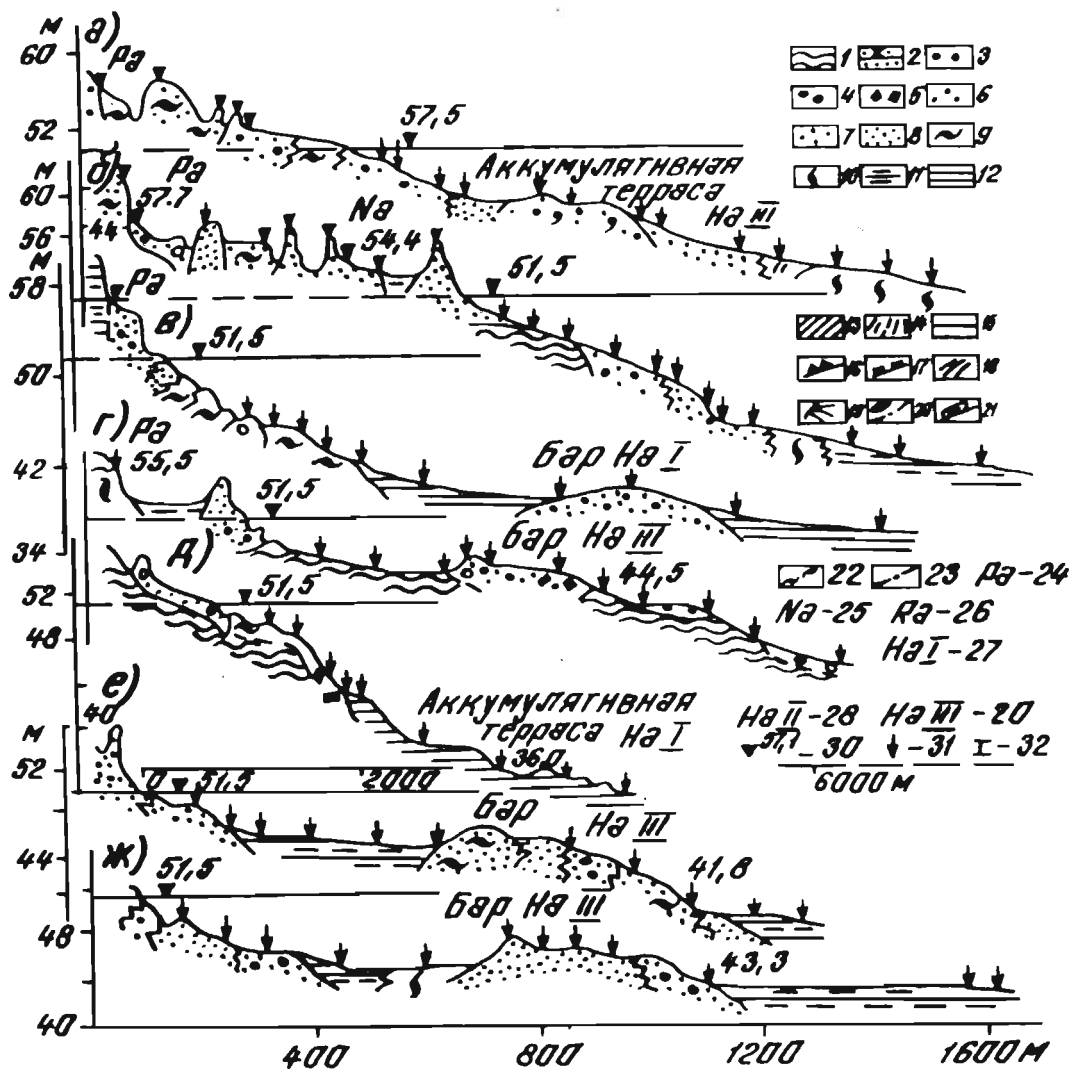


Рис. 2.29. Характерные поперечные профили побережья Арала: а-вершина зал. Чернышева; б-юго-запад полуострова Куланды; в-юго-запад острова Юкарал; г-вершина зал. Пасмевича, близ нас. п. Шомышколь; д-вершина зал. Паскевича у мыса Таранглы; е-близ нас. п. Бугунь; ж-у западного окончания косы Тигровый Хвост, севернее г. Муйнак. I-глины и алевроиты коренных пород; 2-песчаники; 3-галька; 4-гравий; 5-галька и гравий из кусков глин коренных пород; песок: 6-грубозернистый, 7-среднезернистый, 8-мелкозернистый, 9-тонкозернистый; 10-грубый алевроит; 11-тонкий алевроит; 12-илы; 13-суглинок; 14-супесь; 15-голоценовая глина; 16-высокий абразионный уступ; 17-низкий абразионный уступ; 18-береговые валы; 19-косы; 20-бары; 21-аккумулятивные террасы; 22-авандюна; 23-берег, слабо выраженный в рельефе. Индексы береговых линий: 24-древнеаральской; 25-новоаральской; 26-современной; 27-таранглыкской; 28-куландинской; 29-шомышкольской; 30-абсолютные высоты; 31-места опробования дночерпателем; 32-скважины.

гается на абсолютных отметках 35,5–36,0 м и выявлена в северной части моря под довольно мощным слоем илов (рис. 229). Поэтому на ряде участков побережья морфологически она выражена слабо и в основном прослеживается по небольшим абразионным уступам и отдельным аккумулятивным формам. Например, на крутом подводном склоне западной части полуострова Куланды древний берег представлен абразионными уступами. В пределах подводного побережья восточной части этого полуострова прослеживается песчаный бар. Бары, сложенные песчаным или песчано-гравийным материалом, маркируют положение таранглыкской береговой линии также в районе острова Кокарал, а древний береговой уступ высотой до 2 м – в северной части залива Паскевича у мыса Таранглы. У подножья уступа располагается аккумулятивная форма с хорошо выраженными береговыми валами на поверхности. Как абразионный уступ, так и аккумулятивная форма покрыты слоем глинистого ила.

Куландинская береговая линия располагается на абсолютных отметках 40,0–41,0 м. Морфологически она выражена достаточно отчетливо, хотя ее образования на многих участках погребены под толщей илов довольно большой мощности.

В заливе Кумсуат береговая линия представлена четко выраженным абразионным уступом высотой 2 м, который нередко перекрыт более молодыми алевритистыми осадками. В пределах южного побережья полуострова этот берег прослеживается по абразионным уступам и резким переломам профиля подводного склона. На восточном побережье береговая линия выражена аккумулятивными формами типа баров. Один из них расположен в вогнутости берега напротив сора Даукара, его длина 1,5 км и ширина до 250 м.

В пределах вершины и восточного побережья залива Тиге-Бас куландинский берег прослеживается по абразионным уступам, частично погребенным под илами. На подводном склоне северной

части острова Кокарал рассматриваемый берег представлен крупным аккумулятивным телом, сложенным песчано-гравийным материалом.

Береговая линия шомышкельской стадии Аральского бассейна расположена на абсолютных отметках 43,0-44,5 м и тоже лучше всего сохранилась на севере моря. Ее береговые формы приурочены к вершинам заливов и другим участкам береговой зоны, характеризуются небольшими уклонами берегового откоса, где воздействие волн на дно в настоящее время невелико. В основном они представлены аккумулятивными телами, которые возвышаются над окружающими участками побережья на 1-3 м и сложены плохо сортированными песками, гравием, галькой с раковинами *Cardium edule*.

Возраст береговых линий Арала в основном можно установить по данным археологических исследований. К берегам Древнеаральского залива восточнее г.Аральск (см.рис.2.27) в ряде мест приурочены стоянки кельтаминарской культуры (неолит; Яншин А.Л., 1953), что дает основание полагать образование отмеченных берегов по крайней мере в III тысячелетии до н.э.

По новым данным изучения донных осадков (Маев Е.Г. и др., 1983; Рубанов И.В. и др., 1987), *Cardium edule* появился в Аральском море во время регрессивной стадии несколько раньше 4846 ± 90 и 4956 ± 100 лет назад. Однако, по мнению Е.Г.Маева с соавторами, древнеаральская трансгрессия происходила позже, сразу после 3610 ± 140 лет. Абсолютный возраст по C^{14} двух образцов раковин из эоловых отложений, перекрывающих Древнеаральский береговой вал в районе пос.Куланды, по нашим материалам, неожиданно оказался лишь 745 ± 80 и 730 ± 80 лет.

Возраст новоаральского берега устанавливается более определенно. В низовьях древнего русла р.Сырдарья-Жандарья в основном распространены стоянки железного века. В этом районе они располагаются вдоль древнеаральского берега, как выше, так и несколь-

ко ниже его (Кесь А.С., 1952, 1960), но не ниже уровня новоаральского берега. Это означает, что возраст новоаральской береговой линии около УП-IV вв. до н.э. Абсолютный возраст раковин *Cardium edule* из поверхностных слоев новоаральской части Куландинской косы 2860 ± 80 лет, а по данным М.Е.Городецкой - 1320 ± 120 лет.

Вопрос о возрасте затопленных береговых образований Арала в известной мере остается открытым. На основании находок в их осадках раковин *Cardium edule* раньше мы считали эти образования последривнеаральскими. Однако нахождение указанных раковин уже в осадках преддривнеаральской регрессивной стадии позволяет предполагать их более ранний возраст.

Ряд исследователей, кроме рассмотренных берегов выделяют также береговые линии, расположенные гипсометрически выше древнеаральского берега. Например, М.И.Епифановым (1961) на юго-западе побережья выделены береговые террасы на отметках 8-10, 12-17 и 22-27 м выше уровня Арала 1960 г. (примерно 53 м). Л.Г.Кирюхиным с соавторами (1966) отмечается наличие фрагментов береговой линии на абсолютных высотах 71-73 м. В.И.Льмаревым (1967), П.В.Федоровым (1980) выделена, кроме того, преддривнеаральская терраса на отметках 62-63 м.

Следы более высоких, чем древнеаральская, береговых линий в пределах северо-западного, северного, восточного и южного побережий Арала, бывших основными районами наших исследований, на соответствующих высотах не зафиксированы. Местами на опускающихся к морю склонах денудационных поднятий Северного Приаралья встречаются террасообразные площадки, представляющие собой выходы достаточно устойчивых к выветриванию палеогеновых и меловых пород. Некоторые из таких наиболее отчетливо выраженных площадок в отдельных случаях, по-видимому, принимались за высо-

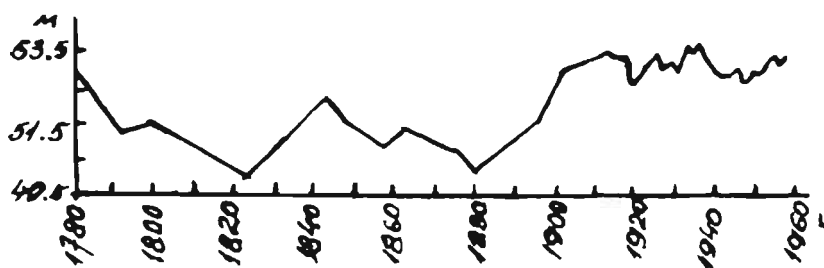


Рис.2.30. Колебания уровня Аральского моря с 1780 по 1959 г. (Лымарев В.И., 1967).

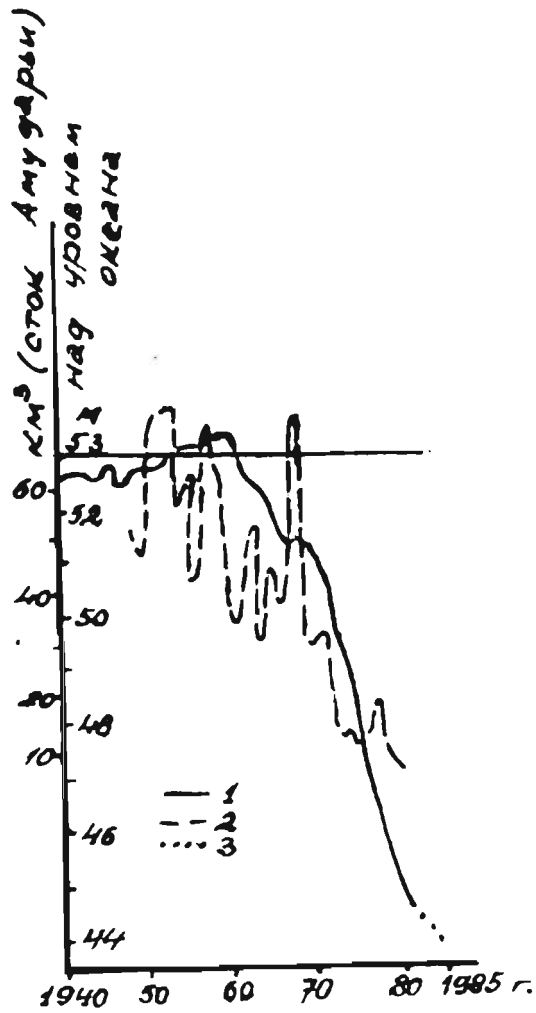


Рис.2.31. Колебания уровня Аральского моря с 1940 по 1985 г. (Леонтьев О.К., 1986): 1 - кривая колебания уровня Аральского моря; 2 - кривая колебания стока Амударьи; 3 - кривая предполагаемого колебания уровня Аральского моря.

ко расположенные береговые образования Арала. Иногда на них встречаются обломки и даже целые створки *Cardium edule*, занесенные с побережья.

Современная стадия Аральского моря характеризуется значительными колебаниями. Так, например, в течение XIX века уровень Арала располагался 50-52 м над уровнем океана (рис.2.30). В первой половине XX столетия Аральское море имело высокий уровень, достигающий 53,5 м и несколько больше (рис.2.30). С 1961 года уровень Арала начал быстро понижаться и к 1982 году снизился до 44,5 м, т.е. упал на 9 м (Леонтьев О.К., 1986). В 1988 году уровень моря понизился до 13 м (рис.2.34).

Если вековые колебания уровня Аральского моря могут быть связаны с изменениями климатических условий, последняя регрессия начавшаяся в 1961 году - антропогенной причины. Как установлено рядом исследователей и подчеркнуто ЦК КПСС (Правда, 30 сентября 1988 года), воду из р.Амударьи в настоящее время берет Каракумский канал и в больших количествах орошаемое земледовство. Вода р.Сырдарьи в течение ряда лет вообще не достигает Арала.

Увеличение притока речной воды в Арал связано с рациональным использованием этой воды на орошение. Установлено, что вода на орошение берется в количествах более, чем необходимо. Это вызывает также засоление почв. Вода, проходящая мелиоративные каналы, скапливается в бессточных впадинах, где испаряется. Наиболее крупной из них является Сарыкамышская впадина, где образовалось богатое рыбой озеро площадью не менее 4.5 тыс.км².

Замедление хода падения уровня Аральского моря и последующая его стабилизация в условиях настоящего поливного хозяйства возможны при изъятии из реки только необходимого для полива количества воды и возвращении в реку воды использованной на орошение (Леонтьев О.К., 1986).

х

х

х

Недавно вышла в свет книга А.М.Короткого и Г.И. Худякова "Экзогенные геоморфологические системы морских побережий" Изд. Наука, Москва (1990), в которой более полно чем раньше рассмотрены древние береговые образования Приморья и Западного Сахалина. Поэтому окончивая настоящую главу, остановимся на характеристике этих новых данных.

Согласно А.М.Короткому и Г.И.Худякову (1990) на Приморье наиболее приподнятыми древними береговыми образованиями является среднеплейстоценовая древняя генерация разновозрастной 10-ти метровой морской террасы. Возраст этой генерации к сожалению определен лишь одной датировкой термолюминисцензии и изучением остаточной намагниченности покровных отложений, перекрывающих морскую террасу. По мнению вышеуказанных авторов рассматриваемая генерация морской террасы возникла во время трансгрессии в течение одинцовского межледниковья и достаточно широко распространена в пределах современного побережья восточного Сихотэ-Алиня.

В устье р.Зеркальной и в других местах, согласно А.М.Короткому и Г.И.Худякову (1990), к приподнятым береговым образованиям позднеплейстоценового возраста относятся три террасы, ранее относимые к голоцену (Кривулин К.П. и др., 1978). Береговым образованиям рисс-вюрмского возраста считается "песчаная терраса" достигающая абсолютные отметки + 12 м. Она возникла в течение максимального потепления климата, когда отмечался наиболее высокий уровень Мирового океана в четвертичное время и является также молодой генерацией 10-ти метрового морского уровня.

Вторым древним береговым образованием устья р.Зеркальной

является 4-6 метровая ^Атерраса, которая характеризуется умеренно-теплыми (в подошве) и умеренно-холодными (в кровле) спорово-пыльцевыми комплексами. Терраса образована гравием, песками и алевритами с низинным торфом. Кроме бухты Зеркальной, эта терраса хорошо выражена в бухтах Благодатной, Найна, Амгу, Сайон, в нижнем течении рек Максимовки и Аленты (Короткий А.М., Худяков Г.И., 1990). На участках абразионно-денудационного берега эта терраса покольная. Ее древний бенч выдержан на высотах 4-5 м над уровнем моря.

Третья - самая молодая ("валунная") терраса в основном сложена грубым материалом. Она широко распространена на ряде участков Восточного Сихотэ-Алиня. Установлено, что эта терраса соответствует трансгрессии и характеризуется умеренно-холодными или холодными комплексами пыльцы и диатомовых. Абразионная платформа "валунной террасы" по высоте близка современному уровню моря. Лагунные же осадки этой террасы в бухте Благодатной установлены на абсолютных отметках 3-4 м.

Согласно А.М.Короткому и Г.И.Худякову (1990) образование 4-6 метрового берега и "валунной" террасы происходило в конце рисс-вюрмского межледниковья и в начале вюрма. По нашему мнению относительно возраста этих берегов пока еще мало данных.

На побережье Приморья еще отмечают четыре голоценовых террасы. Наиболее древняя терраса, связанная с пиком фландрской трансгрессии, располагается на абсолютных отметках 4-8 м. Ее древние бенчи наблюдались на высотах + 2 - + 3 м. Эта береговая линия характеризуется также аллювиально-лагунной террасой. Согласно радиоуглеродным датировкам раковин и торфа указанный берег образовался 5630 ± 150 - 6390 ± 50 лет т.н.

Образование более низких и молодых ~~и молодых~~ трех морс-

ких террас происходило при последующих малоамплитудных (до 6м) колебаниях уровня Японского моря. Согласно датировкам абсолютного возраста по А.М.Короткому и Г.И.Худякову (1990) низкие террасы имеет следующий возраст: 3560 ± 80 - 3700 ± 100 , 2575 ± 90 - 2940 ± 50 и 970 ± 70 - 1215 ± 45 лет т.н. Эти террасы понижается в сторону моря и имеет абсолютные отметки +2 и меньше метров.

Больше всего нового материала относительно подводного побережья. В предпозднемиоценовое время, являющемуся этапом фиксации основных элементов рельефа, береговая линия Японского моря, по мнению вышеотмеченных исследователей, наблюдалась в районе изобаты 300 м. В позднемиоценовое время положение берега моря предполагается весьма неопределенно. Известно лишь, что на Приморье берег моря располагался восточнее современного. В плиоцене береговая линия Японского моря, видимо, проводилась на краю материкового шельфа. В этапе поздний плиоцен - ранний эоплейстоцен регрессия превышала 170 м. С ней, по мнению А.М. Короткого и Г.И. Худякова (1990), связывается находки И.И. Берсеневым мелководно-морских образований этого времени на континентальном склоне моря.

Предполагается, что в раннечетвертичное время развитие береговой зоны моря происходило в условиях сходных с поздним плиоценом - эоплейстоценом. Береговая линия в начале раннего плейстоценового (?) находилось на абсолютных отметках около -150 ÷ -170 м. Она четко выражена уступом относительной высоты до 40 м и цокольной террасой. Не исключено, что активизация осадконакопления в долинах рек (констративный аллювий) в конце нижнего плейстоцена была вызвана подъемом уровня моря. Можно предположить, "что подъем уровня Японского моря на фоне похолода^{ния}.

климата был вызван восстановлением связи этого бассейна с Мировым океаном" (Короткий А.М., Худяков Г.И., 1990).

Среднечетвертичное время, согласно мнению этих авторов, характеризовалось активным погружением материковой окраины. Геологическая съемка в заливе Петра Великого, и при исследованиях других риасовых заливов, установлено, что в шмаковское ледниковое время во второй половине среднего плейстоцена берег моря все же достиг отметки $-40 \div -50$ м.

В скважинах в Уссурийском, Амурском заливах и в других местах южноприморского шельфа шмаковские отложения характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами умеренно-холодного климата и залегают в нижней части осадочной толщи. Верхняя пачка морских осадков формировались в условиях более теплого климата (сунгачское межледниковье) и при более высоком уровне моря. Во время последующей регрессии в вяземском ледниковье в самом конце среднего плейстоцена береговая линия в континентальном секторе Японского моря была близка к бровке шельфа 170 - 200 м ниже уровня моря.

Подводная терраса на глубине моря 20-25 м по А.М.Короткому и Г.И. Худякову была выработана во время рiss-вюрмской трансгрессии. Предполагается, что отложения на поверхности абразионной террасы снизу образованы морскими рiss-вюрмскими отложениями или ранневюрмскими континентальными осадками, которые перекрыты переслаивающейся толщей лагунных и аллювиальных осадков, отложившихся во время среднего вюрма-голоцена.

Кроме только что рассмотренной, сообщается и о абразионных платформах подводного побережья Приморья на глубинах 10 - 12 и 7 - 8 м. Другие затопленные береговые образования на побережье Приморья и их возраст рассмотрены в 2.1.15.

Древние береговые образования Западного Сахалина, рассмотренные А.М. Коротким и Г.И. Худяковым (1990), в основном связаны с сухопутным побережьем.

В плиоцене положение береговой линии для отдельных участков побережья определяется достаточно четко. По данным С.М. Александрова (1973) в средней части Сахалина существовали острова с береговой линией близкой по расположению к современной. На северной части Сахалина, предположительно, получила развитие низкая прибрежно-морская равнина с береговой линией, расположенной восточнее современной. Позднеплиоценово-эоплейстоценовое время для Сахалина было эпохой орогенного поднятия, сформировавшей современный структурный план. Считается, что к началу этого времени произошла значительная регрессия Японского моря, вызвавшая глубокий врез в депрессиях до 150 - 200 м.

Предполагается, что в раннечетвертичное время на западном побережье Сахалина образовалась т.н. "каменная терраса". Она имеет абсолютные отметки 110 - 120 м и ширину до 0,4 - 1,0 км. На этой террасе местами появляются пески, хорошо окатанная галька и валуны прибрежно-морского генезиса (Короткий А.М., Худяков Г.И., 1990).

К среднеплейстоценовым береговым образованиям на Сахалинском побережье Японского моря отнесены бошняковская (60-80 м абс. в.), надеждинская (35-40 м абс. в.) и сергеевская (25-30 м абс. в.) террасы. На бошняковской и надеждинской террасах, по мнению вышеуказанных авторов, распространены преимущественно пляжевые и мелководно-морские фации представленные валунниками, галечниками и песками, которые однако остатков морской фауны не имеют. В основании сергеевской террасы в устьях рек установлены мощные (до 10 м)

аллювиально-лагунные и лагунные отложения с хорошо выраженными устричными горизонтами (мощность до 0,5 м) и отдельно рассеянными остатками мелководно-морских моллюсков (Короткий А.М., Худяков Г.И., 1990).

Возраст сергеевской (25-30 метровой) террасы различными исследователями все же определяется по-разному. Как отмечалось в 2.1.16. терраса расположенная на абсолютных отметках 15-40 м, по А.Н. Александровой (1982) позднеплейстоценового возраста. Такой же возраст 25-30 - метровой террасы приводит С.М.Александров (1973 и А.П.Кулаков (1973). А.П. Кулаков и Е.М. Назаренко (1972), в результате изучения отложений террасы у г.Александровск, определяют ее каргинский возраст. Наконец, А.М.Короткий и Г.И.Худяков (1990) тоже возраст этой террасы определяют или как рисс-вюрмский (казанцевский), или как позднесреднеплейстоценовый.

Более уверенно А.М. Короткий и Г.И. Худяков датируют ильинскую (12-15 м абс.в.) и шахтерскую (8-10 м абс.в.) террасы западного побережья Сахалина как рисс-вюрмские, возникшие во время трансгрессивных стадий моря. Однако отмечается, что "их стратиграфическое положение слабо обоснованно, а потому возможности пространственной корреляции за пределами одного района весьма ограничены".

Ильинская терраса в районе нас.п. Ильинска шириной более 1,5 км характеризуется общими мощностями морских и вышележащих покровных отложений до 10 - 12 м. Как сообщается А.М. Коротким и Г.И. Худяковым (1990), морские осадки этой террасы перекрывается покровным (эоловым ?) комплексом с хорошо выраженными криотурбированными почвами (в отдельных разрезах - до трех слоев)

Шахтерская морская терраса, по указанию этих исследователей, занимает обширные площади на участке побережья между

озерами Тауро и Малога в окрестностях г. Шахтерска и в других районах. В составе осадочной толщи террасы преобладают пески пляжевой фации. Встречаются крупные линзы алевритов лагунной фации. "В верхней части террасы отмечена маломощная (до 2,5 - 3,0 м) пачка покровных отложений с линзами озерно-болотных накоплений и хорошо выраженной криотурбированной почвой." Отложения шахтерской террасы характеризуются запредельными датировками абсолютного возраста по C_{14} .

Голоценовая (орокеская) терраса, вместе с аллювиальным покровом достигает абсолютные отметки 5 м, сопоставляется с максимумом фландрской трансгрессии.

Г л а в а 3

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ
РАСПРОСТРАНЕНИЯ БЕРЕГОВЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ И НЕКОТОРЫЕ
АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ НАИБОЛЕЕ
ТИПИЧНЫХ СПЕКТРОВ ТЕРРАС

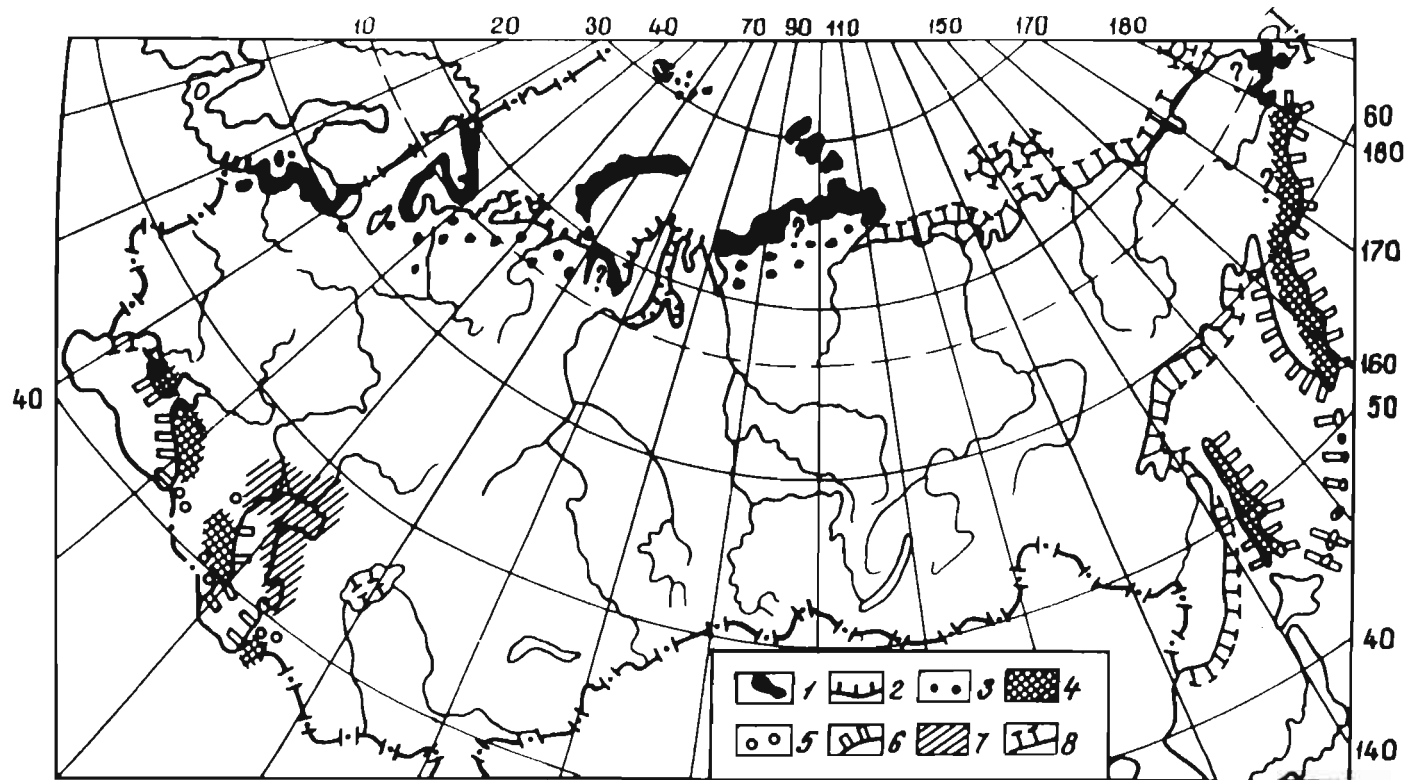


Рис.3.1. Главнейшие особенности распространения древних береговых образований на побережьях морей СССР. Побережья платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, подвергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов. Наклонные, морфологически выраженные береговые образования: 1-преимущественно приподнятые; 2-преимущественно затопленные, 3-Захороненные морские отложения, достигающие абсолютных отметок по крайней мере нескольких десятков метров над уровнем моря. Побережья областей альпийской складчатости: 4-высоко приподнятые, морфологически выраженные береговые образования; 5-преимущественно опущенные захороненные береговые образования; 6-предположительно субгоризонтальные, преимущественно затопленные береговые образования. Побережья платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, не подвергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов. Субгоризонтальные, морфологически выраженные и захороненные береговые образования: 7-с большим количеством приподнятых береговых образований; 8-с преимущественно затопленными береговыми образованиями.

По особенностям распространения древних береговых образований, преобладающим генетическим типам и степени сохранности береговых форм, гипсометрическому положению и деформированности в результате неотектонических движений на морях СССР можно выделить по крайней мере 3 главных типа побережий:

1) побережья платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, подвергавшиеся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов;

2) побережья областей альпийской складчатости;

3) побережья платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, не подвергавшиеся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов.

В пределах побережий всех типов, в свою очередь, можно выделить регионы с преимущественно приподнятыми и преимущественно затопленными или захороненными береговыми формами (рис. 3.1).

Побережья платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, подвергавшиеся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов, занимают значительную часть прибрежной зоны Балтийского, Белого, Баренцева, Карского и некоторых других морей (Вейнбергс, 1986). Для них характерны 2 спектра террас.

Первый образован морфологически хорошо и слабо сохранившимися береговыми линиями, приподнятыми в направлении центра бывших ледниковых покровов и понижающимися к их периферии, нередко уходящими под уровень современного моря. Часто более древние и более наклонные береговые террасы в направлении к периферии областей развития ледниковых образований срезаются молодыми, менее наклонными береговыми линиями.

Второй спектр древних береговых образований заключает в себе межледниковые морские отложения, погребенные под ледниковыми осадками. В настоящее время его морфология изучена слабо. Входя-

щие в его состав захороненные береговые формы могут достигать абсолютных отметок до нескольких десятков метров и более.

Предположительно несколько отличающийся спектр (или спектры) береговых линий у крайне восточных районов Чукотского полуострова, подвергавшихся полупокровным оледенениям. К сожалению, морфология древних береговых образований здесь очень плохо изучена, слабо проведена и их увязка в береговые линии. Здесь кроме надводных голоценовых береговых образований известны фрагменты морфологически сохранившихся плейстоценовых древних берегов и затопленные берега поздне- и послеледникового возраста. Морфологическая сохранность этих береговых образований в значительной мере обусловлена тем, что ледник не полностью покрывал побережье.

На побережьях, приуроченных к областям альпийской складчатости, обычно выделяют несколько спектров береговых линий. Побережья с преимущественно приподнятыми береговыми образованиями, морфологически близкими к выделенным К.К.Марковым с соавт. (1968) берегам "средиземноморского" типа, характеризуются по крайней мере двумя различными спектрами террас. Один из них образует приподнятые береговые линии, развитые, например, на кавказских побережьях Черного и Каспийского морей или вдоль части побережья о-ва Сахалин. На поперечных профилях надводной части побережья эти береговые образования имеют вид высокоприподнятых лестниц террас. Верхние ступени такой лестницы обычно представлены морфологически весьма нечетко выраженными береговыми формами. Книзу степень их сохранности выше.

На продольных профилях береговые линии (особенно более древние) деформированы и располагаются на различных гипсометрических уровнях. Вследствие этого всякого рода определения абсолютной высоты и амплитуды превышения береговыми линиями друг друга крайне затруднительны. Возраст береговых линий уменьшается вниз

по лестнице террас и на побережьях, где он установлен, колеблется от верхнего плиоцена, раннего или среднего плейстоцена до позднеледниковья включительно.

Другой спектр террас образуют субгоризонтальные приподнятые голоценовые и затопленные поздне- и послеледниковые береговые линии также предположительно субгоризонтального расположения. Последние морфологически нечетко выражены, и их возраст уменьшается в направлении снизу вверх.

Побережья с преимущественно погребенными береговыми образованиями характерны для предгорных, межхребтовых и межгорных впадин альпийской складчатости (о.Сахалин, куринское побережье Каспийского моря, колхидское побережье Черного моря и др.). Погребенные береговые образования представлены прибрежно-морскими отложениями, которые часто разделены аллювиальными и другими типами отложений значительной мощности. Возраст захороненных береговых образований уменьшается снизу вверх по разрезу осадочной толщи.

Побережья платформенных областей и доальпийских складчатых зон, не подвергавшиеся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов, за исключением побережья Каспийского моря, характеризуются преимущественно затопленными береговыми образованиями, которые формируют спектр субгоризонтальных береговых линий поздне- и послеледникового возраста. Древние береговые формы, приподнятые над уровнем моря, в этих спектрах отсутствуют или образуют 1-3 береговые линии межледникового и голоценового или только голоценового (Аральское море) возраста.

Береговые образования в подводной части побережья, а отчасти и приподнятые над уровнем моря, обычно представлены морфологически нечетко выраженными формами; относительно хорошо сохранились лишь берега, расположенные невысоко над уровнем моря.

Спектр субгоризонтальных береговых линий на побережье Каспия в основном образуют надводные морфологически выраженные и захороненные формы, которые возникли в период от плиоцена до голоцена включительно. В отличие от террасовых рядов "средиземноморского" типа здесь береговые линии характеризуются в целом небольшими абсолютными отметками и меньшими значениями превышений друг друга. Степень сохранности форм у этих линий разная.

Таким образом, на побережье морей СССР встречаются по крайней мере 5 типов спектров древних береговых линий: наклонных берегов, высокоподнятых сложно деформированных береговых образований, субгоризонтальных береговых линий и 2 типа спектров погребенных береговых образований, морфология которых еще полностью не выяснена.

3.1. Спектр наклонных береговых линий

Спектр наклонных береговых линий, встречающихся в областях распространения плейстоценовых ледниковых покровов, наиболее хорошо изучен на кольском побережье Баренцева моря и побережье Балтики.

Принято считать, что рассматриваемый тип спектра террас, расходящихся в сторону центральных частей бывшего ледникового покрова, возник в результате восходящих гляциоизостатических движений. Наибольшего размаха они достигли там, где мощность ледникового покрова была наиболее значительной.

Таннер (Tanner V., 1930) на кольском побережье моря образование ряда береговых линий связывал с трансгрессиями моря. Формирование же "дополнительных" береговых линий, по его мнению, происходило во время регрессивных фаз, разделявших периоды трансгрессий. Причину трансгрессий он видит в неравномерном ходе эвстатического повышения уровня океана.

Таблица 3

Амплитуды и скорости перемещений земной коры восточной части Балтийского щита в голоцене (в интервале изобаз 20-90 м позднеледникового и 20-30 м послеледникового поднятий), по В.И.Кошечкину (1979)

Бассейн	Фаза перемещения береговой линии	Продолжительность фаз, лет назад	Отметка береговой линии, м над уровнем моря	Поправка на эвстатический фактор к концу фазы, м	Отметка береговой линии по отношению к существующему уровню моря, м	Амплитуда относительного перемещения земной коры, м	Скорость перемещения земной коры, мм/год
Древнеголоценовый		11500	95	+60	155		
	Регрессивная	11500-10500	80	+41	121	+34	+34
	Трансгрессивная	10500-10300	90	+38	128	-7	-35
	Регрессивная	10300-1000	70	+34	104	+24	+76
	"-	1000-9200	0	+27	27	+77	+96
Раннеголоценовый	Трансгрессивная	9200-8500	44	+20	64	-37	-52
	Регрессивная	8500-7500	4	+14	18	+46	+46
Среднеголоценовый	Трансгрессивная	7500-6800	26	+10	36	-18	-25
	Регрессивная	6800-6500	22	+9	31	+5	+16
	Трансгрессивная	6500-6250	26	+8	34	-3	-12
	Регрессивная	6250-5500	21	+5	26	+8	+10
Позднеголоценовый	Трансгрессивная	5500-4800	24	+3	27	-1	-1,4
	Регрессивная	4800-4300	7,5	+2,5	10	+17	+34
	Трансгрессивная	4300-4100	16	+2	18	-8	-40
	Регрессивная	4100-3800	2,5	+1,8	4,3	+13,7	+45
	Трансгрессивная	3800-3600	8	+1,5	9,5	-5,2	-26
	Регрессивная	3600-3100	3	+1,4	4,4	+5,1	+1,0
	Трансгрессивная	3100-1800	5	+1,0	6,0	-1,6	-1,0
	Регрессивная	1800-0	0	0	0	-6,0	+3,3

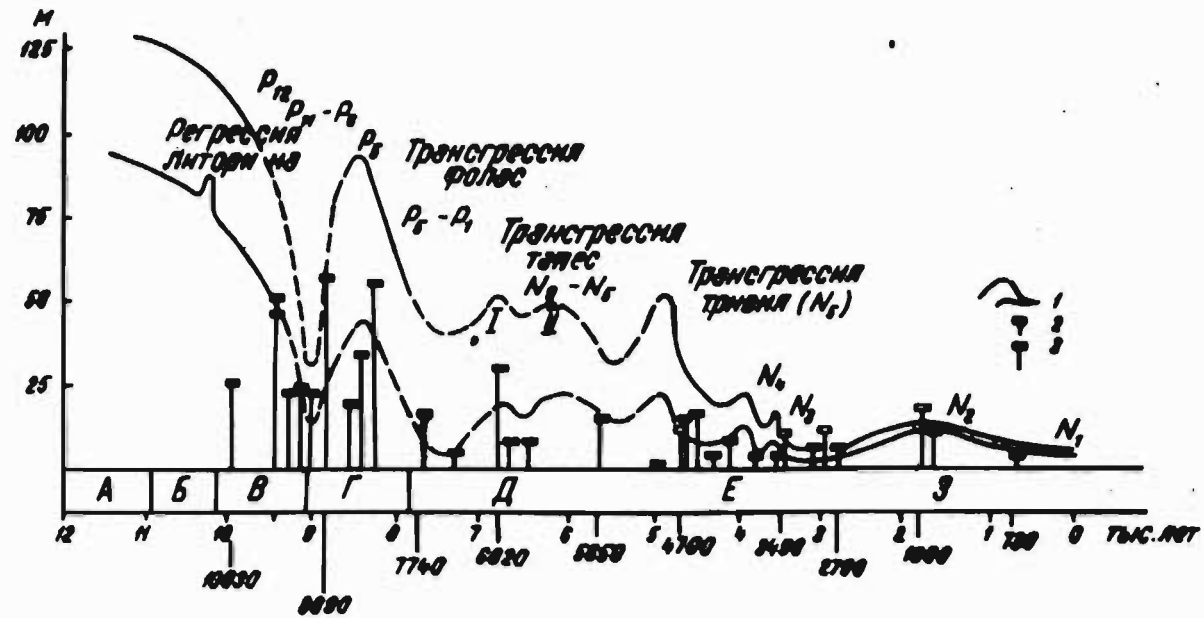


Рис. 3.2. График перемещения береговой линии Баренцева и Белого морей в голоцене (Кошечкин Б.И., 1979).

- 1 - максимально высокое и минимально низкое положения береговой линии;
 2 - даты по C_{14} в морских осадках; 3 - то же, в континентальных осадках.

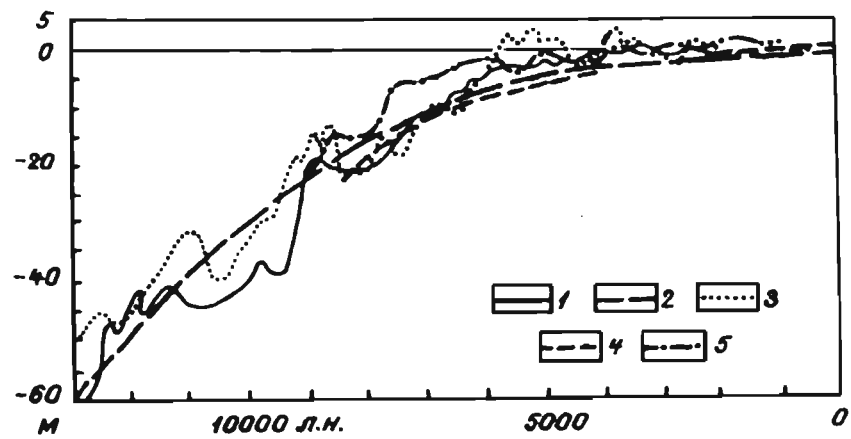


Рис.3.3. Кривые гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана в поздне- и послеледниковое время (по данным разных исследователей):
1- по Мёрнеру; 2- по Шепарду; 3- по Фейрбриджу; 4- по Елгерсма; 5- по Тулею.

Позднейшие исследования изменений уровня Мирового океана (Каплин П.А., 1973) показывают, что в поздне- и послеледниковое время он почти все время находился ниже современного. Поэтому положение большинства древних береговых линий Кольского полуострова, возникших у максимальных границ распространения поздне- и послеледниковых трансгрессий, по-видимому, тектонически обусловлено. Это подтверждается даже при беглом сравнении амплитуд вертикального перемещения береговой линии Кольского полуострова с амплитудами эвстатической трансгрессии (рис.3.2, 3.3): амплитуды трансгрессий фолас, тапес и тривия в несколько раз выше амплитуды эвстатической трансгрессии Мирового океана. Иначе обстоит дело с трансгрессиями бассейнов N_4 , N_3 и N_2 , которые проявились примерно в то время, когда, по данным Фейбриджа (Fairbrige R.W., 1961), отмечался целый ряд небольших эвстатических поднятий уровня моря над современным. Поэтому вопрос о роли эвстатического и тектонического факторов в образовании указанных берегов остается открытым.

Согласно Б.И.Кошечкину (1979), на кольском побережье Баренцева моря региональные движения земной коры, отразившиеся в береговых линиях, складывались из медленных и равномерных восходящих движений собственно тектонической природы и более быстрых знакопеременных гляциоизостатических движений. Последние развивались с общим положительным эффектом. Как видно из таблицы 3., максимальные амплитуды поднятий и погружений земной коры характеризуют начало позднеледникового времени и связаны с периодом наиболее интенсивного таяния ледника. По мере сокращения роли гляциоизостатической компоненты, по мнению Б.И.Кошечкина, уже в раннем голоцене имели место локальные движения земной коры преимущественно в форме поднятий. Полный цикл, погружение - поднятие земной коры, составлял 1000-1700 лет.

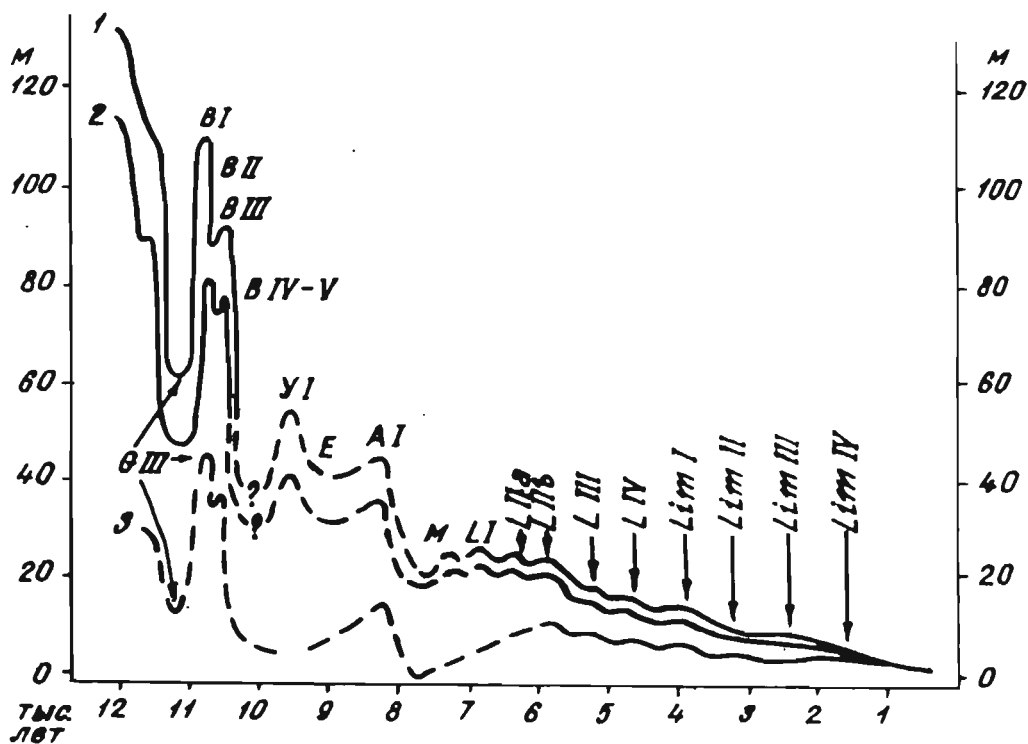


Рис. 3.4. Колебания уровня Балтики у нас.п. Келу (1), г.Таллинн (2) и г.Нарва (3) (Kessel H., Raukas A., 1979).

Индексы стадий Балтики: G -ледниковые озера; B - Балтийское ледниковое озеро; Y - Иольдиевое море; E - Эженейсовое озеро; A - Анциловое озеро; M - Мастоглойеое море; L - Литориновое море; Lim - Лимниевое море.

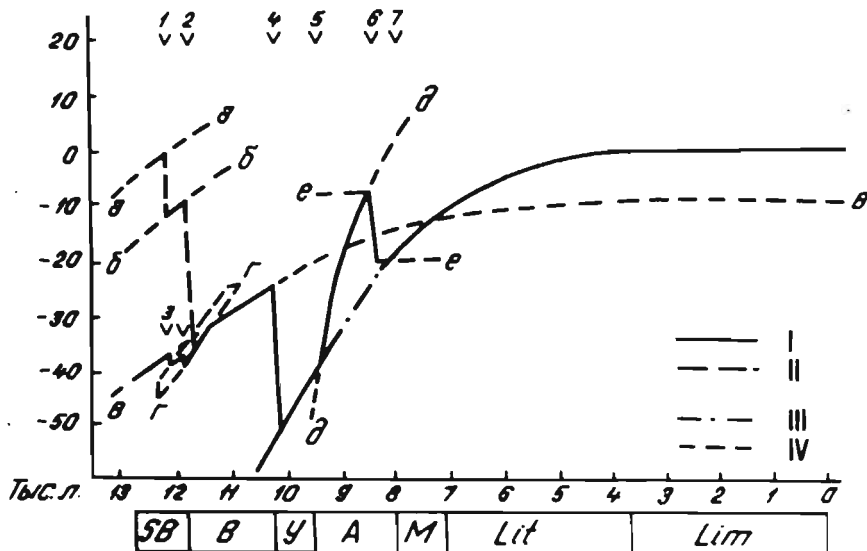


Рис.3.5. Кривые изменения уровня Балтийского моря в тектонически стабильных районах (Квасов Д.Д., 1975 а).

I - уровень Балтики; II - уровень оз.Рамсея; III - уровень Мирового океана (показан в положении, когда он не совпадает с уровнем Балтики); IV - высота порогов стока: а - у г.Валка; б - у г.Тарту; в - пролив Зунд; г - Южная Швеция; д - Средняя Швеция; е - Дарсский порог. SB - Южно-Балтийское приледниковое озеро (одновременно существовало оз.Рамсея); B - Балтийское ледниковое озеро; Y - Иольдиевое море; A - Анциловое озеро; M - Мастоглойеовое море; Lit - Литориновое море; Lim - Лимниевое море; 1 - отступление ледника от возвышенности Сакала; 2 - то же, от возвышенности Пандивера; 3 - то же, из района порогов стока в Южной Швеции; 4 - то же, от горы Биллингген; 5 - поднятие дна Средне-Шведского пролива выше уровня моря, образование р. Свея; 6 - прорыв через Дарсский порог, снижение уровня Анцилового озера; 7 - вторжение морских вод в Балтийскую котловину через Датские проливы.

В спектре террас побережья Советской Балтики по сравнению с таковым Кольского полуострова гораздо больше береговых линий, образовавшихся в результате трансгрессий моря. Почти каждая из них возникла после некоторого повышения уровня (рис.3.4).

Одна из последних кривых изменения уровня Балтики в ее тектонически относительно стабильных районах была составлена Д.Д.Квасовым (1975а) (рис.3.5). По его представлениям, здесь имели место 3 трансгрессии: Балтийского ледникового озера, вызванная тектоническим поднятием порога стока в проливе Зунд, и трансгрессии Анцилового озера и Литоринового моря. Трансгрессия Анцилового озера была вызвана поднятием порога стока в Средней Швеции, а трансгрессия Литоринового моря - поступлением в Балтику океанических вод во время последних этапов поздне- и послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Иными словами, по Д.Д.Квасову (1975а), большинство трансгрессивных этапов Балтики обусловлено тектоническими причинами, а связанные с ними береговые образования возникли в результате кратковременных опусканий побережья.

Не оспаривая изложенных представлений, в целом правильно осмещающих генезис многочисленных древних береговых линий Балтики, следует привести данные, уточняющие схему Д.Д.Квасова (1975а). Перед максимальной трансгрессией Балтийского ледникового озера *Bgl tr. (Bgl II)*, по данным изучения разрезов отложений этого бассейна у нас.п.Лабрагс (латвийское побережье), отмечалась не менее крупная трансгрессия, связанная со стадией *Bgl I* (Вейнбергс И.Г. и др., 1980). Это позволяет полагать, что у Балтийского ледникового озера было несколько порогов стока и береговая линия *Bgl I* возникла при тектоническом поднятии одного из них.

Некоторое сомнение вызывает также предположение Д.Д.Квасова о том, что максимальный уровень Литоринового моря никогда не пре-

вышал современный и что литориновая трансгрессия характеризовалась непрерывным поднятием уровня моря. В Балтийском море максимум солености соответствовал атлантическому времени, несмотря на обилие атмосферных осадков и увеличение водности рек бассейна. Отсюда следует, что в то время Балтика была теснее связана с Северным морем, что, по нашему мнению, возможно лишь при условии превышения ею современного уровня. К такому же выводу пришел также Я.-М.Пуннинг (1982).

Анализ тектонически слабо деформированных спектров береговых линий, возникших во время поздне- и послеледниковой трансгрессии моря, свидетельствует о том, что эта трансгрессия часто прерывалась кратковременными этапами относительной стабилизации, резкого поднятия или опускания уровня моря (см. ниже параграф "Спектр субгоризонтальных береговых линий"). Последние из этих этапов должны были осложнить ход литориновой трансгрессии в Балтике, вызванной поступлением вод из Северного моря. Таким образом, по крайней мере часть литориновых береговых линий не обусловлена тектонически и образовалась в течение кратковременных этапов нарушения общего хода поздне- и послеледниковой трансгрессии Мирового океана.

Тектонически обусловленные трансгрессии Балтики в поздне- и послеледниковое время, в отличие от таковых на побережье Кольского полуострова в целом имели небольшие амплитуды. Например, согласно В.Г.Ульсту и Л.Э.Берзинь (1962) формированию древних береговых линий $Bq^b \text{ III } b$ и $Bq^c \text{ III } c$ в районе побережья Рижского залива предшествовало поднятие уровня озера на 4-5 м. Видимо, в поздне- и послеледниковое время Кольский полуостров отличался большей тектонической активностью, чем район Прибалтики.

Характер спектра поздне- и послеледниковых террас Балтики на побережье Латвии и Эстонии, как и на Кольском полуострове,

обусловлен определенными изменениями амплитуд восходящих тектонических движений по площади. По данным Х.Я.Кессел и А.В.Раукас (Kessel H., Raukas A., 1979), простираание изобаз Балтийского ледникового озера и Литоринового моря на эстонском побережье СВ 56° . Изобазы же так называемого Лимниевского моря несколько отклоняются к северу и имеют азимут на СВ 50° .

В пределах латвийского побережья по данным Э.Ф.Гринбергса (1957), азимут изобаз Балтийского ледникового озера СВ 65° . Изобазы берега Литоринового моря отклоняются от этого направления на несколько градусов к северу, и только в западной и северной частях Курземского полуострова ориентировка изобаз берегов обоих бассейнов в какой-то мере совпадает. На побережье Рижского залива расхождение изобаз указанных бассейнов достигает 30° (см. рис.23).

Изложенное позволяет полагать, что на эстонском побережье Балтики, по крайней мере до времени Лимниевского моря, вертикальные движения земной коры происходили однонаправленно с гляциоизостатическими. На побережье Латвии такие движения деформировали лишь береговые линии Балтийского ледникового озера. Деформации береговых линий Литоринового (в Эстонии Лимниевского) моря свидетельствуют о том, что на фоне общего гляциоизостатического поднятия на ряде участков побережья стали преобладать чисто тектонические восходящие движения. На спектре береговых линий Балтийского ледникового озера на латвийском побережье (см. рис.2:2) виден их резкий "перелом" в районах г.Айнажи, пос.Калтене и нас.п. Абелькрогс. Э.Ф.Гринбергс (1957) предполагал прохождение здесь так называемой шарнирной линии (Sauramo M., 1955). К северо-западу от нее гляциоизостатические движения были более интенсивными, чем к юго-востоку. На Кольском полуострове шарнирные линии отмечены А.А.Никоновым (1964, 1967).

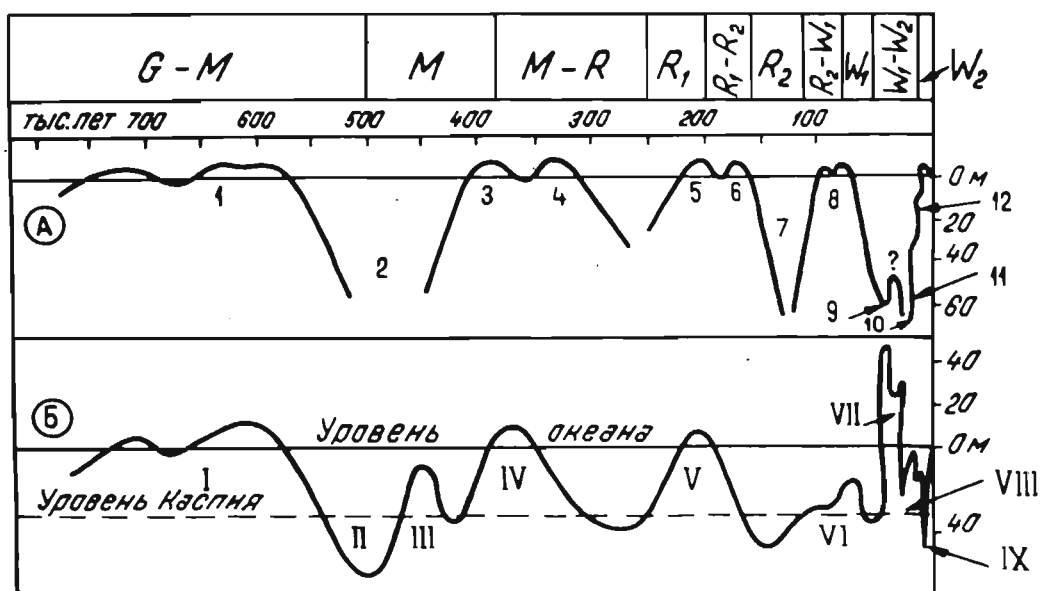


Рис.3.6. Схематические кривые колебаний уровней Черного (А) и Каспийского (Б) морей в плейстоцене (Федоров П.В., 1978).

Черное море: I- чаудинская трансгрессия; 2- послечаудинская регрессия; 3- ранняя древнеэвксинская трансгрессия; 4- палео-узунларская трансгрессия; 5- поздняя древнеэвксинская трансгрессия; 6- узунларская трансгрессия; 7- послеузунларская регрессия; 8- карангатская трансгрессия; 9- сурожская фаза (?); 10- послекарангатская регрессия; II- новозэвксинская трансгрессия; I2- черноморская голоценовая трансгрессия.
 Каспийское море: I - бакинская трансгрессия; II - венедская регрессия; III-V - фазы раннехазарской (гюргянской) трансгрессии (III - палеосингильская; IV - сингильская; V - ко-сожская); VI - позднехазарская трансгрессия; VII - ранне-хвалынская трансгрессия; VIII - позднехвалынская трансгрессия; IX - новокаспийская трансгрессия.

В последнее время вопрос о шарнирных линиях не привлекал внимания исследователей побережья Балтийского региона (The Quaternary history ... , 1979). Правда, В.К.Гуделис (устное сообщение), изучая древние береговые линии Южной Балтики, пришел к выводу о существовании здесь ранее неизвестных шарнирных линий.

3.2. Спектр высокоподнятых сложно-деформированных береговых линий

Высокоподнятые береговые линии наиболее хорошо изучены на кавказском побережье Черного и Каспийского морей. Как видно по кривым изменения уровня Черного и Каспийского морей, образованию почти каждой береговой линии предшествовала более или менее крупная трансгрессия, причина которой не всегда ясна (рис.3.6).

По вопросу палеогеографии Каспийского моря в четвертичное время существуют по крайней мере 3 разных мнения (Герасимов И.П., 1976). Согласно первому из них, каждая трансгрессивная фаза в истории Каспия вызывалась существенным увеличением влажности на водосборной площади. По второму мнению, трансгрессивные фазы Каспия связаны с этапами усиленного стока по Волге талых ледниковых вод из областей материкового оледенения. В соответствии с третьим мнением "главнейшей причиной колебания уровня Каспийского моря в постплиocene были не периодичные увеличения его водной массы, а явления тектонические - колебания его дна и побережий".

На кривой изменения уровня Каспийского моря, составленной П.В.Федоровым (1978), видно, что бакинский этап характеризовался трансгрессией в течение гунд-миндельского межледниковья, т.е. теплого и влажного интервала времени. Раннехазарская трансгрессия (палеосингильская) проявилась в миндельское время, сингильская - в конце миндельского и в миндель-рисское, а кософская - в конце рисского времени. Позднехазарская трансгрессия имела место в рисс-вюрмское межледниковье.

Хвалыньские трансгрессии связаны с вюрмским временем: ранне-хвалыньская - со временем деградации калининского оледенения, а позднехвалыньская - со второй половиной времени осташковского оледенения. Новокаспийская трансгрессия протекала в условиях послеледникового увлажнения климата.

Таким образом, по П.В.Федорову (1978), трансгрессии Каспия в большинстве случаев происходили в конце ледниковой или во время межледниковий, из чего следует, что древние береговые линии образовались при трансгрессиях, вызванных притоком талых ледниковых вод или увеличением стока пра-Волги вследствие увлажнения климата.

Вслед за Г.П.Калининым, К.К.Марковым и И.А.Суетовой (1966), Т.А.Абрамовой (1974) и других Г.И.Рычагов (1977) считает, что климатическая обусловленность каспийских трансгрессий в настоящее время может считаться общепризнанной.

По Т.А.Абрамовой (1974) трансгрессии соответствуют термогигротическим и криогигротическим стадиям, имевшим место в конце межледниковий и в первую половину ледниковых эпох, регрессии - криоксеротическим (вторая половина ледниковых эпох) и термксеротическим стадиям (первая половина межледниковых эпох) (Рычагов Г.И., 1977).

Прямых указаний на тектоническую обусловленность трансгрессий и регрессий Каспия нет, хотя, как отмечает А.Г.Доскач (1980), некоторые из них можно объяснить исключительно этим фактором.

Как видно на рис.3.6, во время трансгрессий уровень Каспийского моря во многих случаях был близок к нулевой изогипсе (располагался несколько выше или ниже ее). Это значит, что амплитуды тектонического поднятия древних береговых линий Бакинского и Хазарского морей на кавказском побережье примерно равны их современному превышению моря. Исключением являются более молодые береговые линии Хвалыньского моря, максимальный уровень которого дости-

гал 50 м абсолютной высоты. На дагестанском побережье раннехвалынские береговые образования на отдельных участках приподняты только до 60 м. Следовательно, более молодые береговые формы кавказского побережья Каспийского моря в слабой мере были вовлечены в общее поднятие прилегающей территории.

В настоящее время еще мало данных для количественной оценки тектонического поднятия рассматриваемого побережья. Возможно, что поднятие иногда осложнялось временными опусканиями. Особенности деформации древних береговых линий явно указывают на блоковый характер и дифференцированность тектонических движений.

Формирование поднятого спектра террас кавказского побережья Черного моря имело много общего с таковыми на каспийском побережье. По мнению большинства исследователей, береговые линии образовались главным образом у максимальных границ распространения морских трансгрессий преимущественно гидрократического характера. Поднятие береговых линий до современного положения было обусловлено блоковыми восходящими движениями Большого Кавказа. Последнее обстоятельство объясняет резкие перепады высот береговых линий (см. рис. 2.21). Более низкое высотное положение примерно одновозрастных с каспийскими береговых террас на побережье Черного моря указывает, что здесь поднятие имело меньшую амплитуду, чем на кавказском побережье Каспия.

Большинство исследователей полагают, что почти каждая трансгрессия Черного моря характеризовалась двумя максимальными уровнями. Так образовались соответственно гипсометрически сближенные ранняя древнеэвксинская - палеоузунларская и позднедревнеэвксинская - узунларская террасы. Первое максимальное повышение уровня моря во второй половине эпохи оледенений было вызвано притоком в Черное море каспийских вод по Маньчской долине. Второй максимальный уровень относят ко времени гляциоэвстатических трансгрессий Мирового океана, когда океанические воды поступали

в Черное море со стороны Средиземного. В отложениях береговых террас эта трансгрессия отмечается более солоноводной фауной.

Относительно генезиса террас, морфологически сходных с черноморским спектром, высказаны и другие мнения. Например: согласно Ф.Цейнеру (1963), так называемый "средиземноморский" спектр террас отражает прерывистую регрессию Мирового океана в плейстоцене. Гипотезу Зюсса (Züß E., 1888) о понижении уровня океана на протяжении третичного времени и плейстоцена в связи с опусканием дна океанов поддерживал также К.К.Марков (Марков К.К., Величко А.А., 1967; Марков К.К. и др., 1968). По его мнению, геократическая регрессия океана в межледниковьях прерывалась кратковременными гляциоэвстатическими трансгрессиями, у максимальных границ распространения которых формировались террасы "средиземноморского" спектра.

Мы считаем, что формирование "средиземноморского" спектра террас происходило главным образом в результате относительного тектонического поднятия межледниковых береговых линий. Это мнение обосновано более новыми материалами по региону Средиземноморья и других районов побережий океанов (Беспалый В.Г., 1978; Гильше А., 1974; и др.). Нами не отрицается геократическая регрессия по Зюссу в третичное и четвертичное время. Она находит все новые подтверждения в геоморфологии и геоморфологическом строении дна Мирового океана (Уровень, берега и дно океана, 1978). По расчетам авторов указанной монографии, геократическое понижение уровня моря составляло в среднем около 0,0005 мм/год. Поэтому его следы трудно идентифицировать в морфологии и отложениях побережья. Некоторые данные изучения побережий окраинных морей свидетельствуют о том, что регрессия по Зюссу наряду с гляциоэвстатическими могла осложняться также трансгрессивными этапами геократической природы. Например, фактический материал

по Чаунской губе, Юго-Западному Приохотью и Южному Приморью показывает, что на значительных участках побережий приподнятые межледниковые береговые образования вообще отсутствуют или представлены лишь формами береговых линий последних межледниковий. Если при более детальных исследованиях этих и других районов побережий не будут найдены реликты берегов или осадки более ранних межледниковых трансгрессий, то следует предполагать, что максимальный уровень во время этих трансгрессий был ниже современного. Это значит, что после образования межледниковых древних береговых линий раннего и среднего плейстоцена уровень океана и окраинных морей резко поднимался. Происходила прерывистая трансгрессия, которая проявлялась независимо от гляциоэвстатических трансгрессий того времени. К такому же выводу можно прийти, анализируя данные зарубежных исследователей, в частности А.Гильше (1974).

3.3. Спектр субгоризонтальных береговых линий

На побережьях окраинных морей, расположенных в пределах платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, не подвергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов, субгоризонтальные береговые линии обычно затоплены. Большая часть их возникла в результате так называемой поздне- и послеледниковой трансгрессии (Каплин П.А., 1973; и др.). Предполагается, что на более низких абсолютных отметках (около - 100 м) находится еще одна или несколько затопленных береговых линий, образовавшихся во время длительных стабилизаций уровня моря в течение плейстоценовых оледенений. По мнению Е.Н. Невесского (1971), часть их может быть значительно опущена по сбросам континентального склона и в состоянии образовать самостоятельный спектр тектонически деформированных береговых линий.

Береговые формы, приподнятые над уровнем моря либо совсем отсутствуют, либо представлены I-3 линиями на абсолютных отметках до нескольких метров выше современного уровня моря. Наиболее низкая из них образовалась во время кульминации поздне- и послеледниковой трансгрессии, а расположенные выше - во время межледниковых трансгрессий. Межледниковые береговые линии обычно тектонически несколько деформированы.

Генезис субгоризонтально расположенных затопленных береговых образований поздне- и послеледниковой трансгрессии не всеми исследователями трактуется однозначно. В частности, П.А.Каплин (1973) считает, что они возникли при непрерывном поднятии уровня моря и не увязываются в определенные береговые линии. Предполагается также, что около 6 тыс. лет назад темп поздне- и послеледниковой трансгрессии резко замедлился и современного уровня она достигла лишь недавно.

По данным ряда зарубежных исследователей (Fairbridge R.W., 1961; Каррей Дж., 1968; и др.), поздне- и послеледниковая трансгрессия характеризовалась непродолжительными перерывами, в течение которых возникли небольшие по амплитуде, но краткие по времени понижения, поднятия, а также задержки уровня моря, обусловленные влиянием климатических факторов.

В районах Чаунской губы Восточно-Сибирского моря и Юго-Западного Приохотья затопленные береговые образования на близких абсолютных отметках прослеживаются на расстояниях 100 и более километров (Вейнбергс, 1976, 1986 и др.). При этом они хорошо коррелируют с дельтами затопленных речных долин. Иными словами, рассматриваемые затопленные береговые формы четко увязываются в береговые линии, что позволяет допустить действительно прерывистый характер поздне- и послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Однако являются ли эти перерывы климатически обусловленными или вызваны другими причинами, по материалам изучения по-

бережий морей СССР в настоящее время судить невозможно.

Существует мнение, что подводная часть побережий, где развиты рассматриваемые береговые линии, может быть тектонически опущенной. Например, Буркар (Bourcart I., 1938, 1949) предполагает наличие на рубеже современного шельфа и суши "шарнирных линий", по которым шельф опущен. Опускание шельфа по прибрежным тектоническим разломам в ряде случаев допускается и некоторыми советскими исследователями (Берега Тихого океана, 1967; Кулаков А.П., 1973). Согласно А.П.Кулакову (1973; Троицкий С.Л., Кулаков А.П., 1976), шельф Японского и Охотского морей в четвертичное время погружался, в то время как прилегающая суша поднималась.

Приведенные выше данные о возрасте затопленных поздне- и послеледниковых береговых образований Юго-Западного Приохотья и Южного Приморья не содержит сведений о более или менее значительном их опускании в недавнее время. Лишь затопленные береговые образования в районе Чаунской губы значительно приподняты по сравнению с примерно одновозрастными береговыми линиями Юго-Западного Приохотья (Вейнбергс И.Г., Розенблатс М.А., 1982). Подтверждение этих данных в дальнейших исследованиях позволит полагать, что в поздне- и послеледниковое время в соответствующих районах шельфа происходили быстрые восходящие тектонические движения или поднятие уровня моря.

Приподнятые береговые образования рассматриваемых побережий (Чаунской губы и др.) в основном возникали во время последних межледниковий и здесь отсутствуют береговые формы ранне- и среднеплейстоценовых бассейнов. В пользу предположения о том, что максимальный уровень ранне- и среднеплейстоценовых бассейнов был ниже современного, говорят следующие прямые и косвенные данные. Так, по А.М.Короткому (Короткий и др., 1980), характер развития

речных долин Южного Приморья свидетельствует о том, что в раннем и среднем плейстоцене береговая линия Японского моря находилась гораздо мористее современной. В это время морские воды не проникали в открывающиеся к морю тектонические впадины Юго-Западного Приохотья (Морбзова В.Ф., Вихлянцев В.В., 1965). В результате детальных исследований с применением геолокации и бурения Ю.П.Безродных (1983) в пределах Чаунской губы выявил развитие захороненных береговых образований позднемиоценового, позднеплиоценового и средне (?) плейстоценового возраста. На юге Чаунской губы они распространяются на абсолютных отметках -70, -25, -25 м, а на ее севере на отметках -90, -55, -40 м.

Предположение В.Г.Беспалого (1978) о том, что на побережьях рассматриваемого типа отсутствуют береговые линии позднеплейстоценовых трансгрессий, отчасти справедливо лишь по отношению к береговой линии каргинского межледниковья.

Согласно С.И.Варущенко (1975) и ряду других исследователей, спектр субгоризонтальных береговых линий северо-западного побережья Черного моря в основном представлен затопленными береговыми линиями, связанными с трансгрессией этого бассейна в поздне- и послеледниковое время. В течение начальных этапов эта трансгрессия развивалась за счет поступления в Черное море талых ледниковых вод (новоэвксинский бассейн); окончание трансгрессии связано с притоком океанических вод через Средиземное море.

Образования затопленных береговых форм в Черном море, как и в окраинных морях, связывают с замедлениями и кратковременными регрессиями в общем ходе трансгрессии. Формирование приподнятых субгоризонтальных береговых линий относят к поздненовочерноморскому бассейну и небольшой нимфейской трансгрессии. Поднятые межледниковые береговые линии на побережье северо-западной части Черного моря неизвестны. По-видимому, после об-

разования они были опущены намного ниже современного уровня моря.

Спектры субгоризонтальных береговых линий на побережьях платформенных областей в пределах внутриконтинентальных морей представлены двумя типами: преимущественно поднятыми и затопленными.

Первый тип спектра свойственен древним береговым линиям на многих участках побережья Северного и Восточного Каспия. Здесь его образуют в основном береговые линии Хвалынского и Новокаспийского морей, которые местами тектонически слабо деформированы. Береговые формы, отмечающие максимальные границы распространения указанных бассейнов, образовались в результате более или менее крупных трансгрессий, обусловленных климатическими факторами или притоком в Каспий талых ледниковых вод. Остальные береговые линии возникли во время последующих трансгрессий и регрессий.

Д.Д.Квасов (1975 а) считает, что послехвалынская регрессия^{ж)} развивалась непрерывно и лишь образование более четко выраженных береговых линий на абсолютных отметках +22 и 0- (-2) происходило "при замедлении падения уровня или прекращении его хотя бы на короткое время". Другие береговые формы возникли "в ходе равномерного падения уровня моря" (Ионин А.С., Каплин П.А., 1956). О.К.Леонтьев с соавт. (1977) предполагают, что последние являются образованиями не просто отмечающими задержки уровня регрессировавшего моря, а возникшими во время относительно крупных по масштабам и длительных трансгрессий, которые разделялись значительными регрессиями. Это представление подтверждается данными о мощности и ^{строении} ~~энергии~~ аллювиальных свит речных террас, сопряженных с основными древними береговыми линиями Каспия.

^{ж)} По мнению Д.Д.Квасова (1975 а), в истории Каспия имела место лишь одна хвалынская трансгрессия.

Преимущественно затопленные береговые линии характерны Аральскому морю. До недавнего времени существовало мнение, что древнеаральская береговая линия на севере моря тектонически деформирована - осложнена поднятиями и опусканиями небольшой амплитуды, совпадающими, соответственно, с антиклиналями и синклиналями коренных пород. При проверке частой инструментальной привязкой выяснено, что древне^{араль}аральский берег вокруг всего моря располагается на близких абсолютных отметках (Вейнбергс И.Г. и др., 1972).

Относительно формирования спектра террас Аральского моря высказано несколько мнений. Например, предполагалось, что образование древних береговых форм было связано с трансгрессиями и регрессиями продолжительностью несколько менее 2 тыс. лет, которые вызывались чередованием эпох повышенной и пониженной увлажненности (Шнитников А.В., 1961).

Не отрицая определенной роли климатических факторов в жизни Арала (Вейнбергс И.Г. и др., 1972; Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., 1980), следует отметить значительное влияние на его уровень режим водности впадающих рек, особенно Амударьи. Этот вопрос достаточно сложен и до конца не решен. Наиболее полно он освещен в работах Д.Д.Квасова (1975 б; Квасов Д.Д., Трофимец Д.Н., 1976) и А.С.Кесь (1983). Д.Д.Квасов (1975 б) полагает, что поворот р.Амударья, впадавшей в Каспий, в сторону Аральской впадины произошел около 18 тыс. лет назад. Сухой климат позднеледниковья обусловил в это время низкое положение уровня Арала. Образование ныне затопленных береговых линий, по мнению Д.Д.Квасова, происходило в начале голоцена, когда климат стал более влажным и Арал трансгрессировал. Древнеаральская береговая линия формировалась в течение последних этапов этой трансгрессии. Предполагается, что Арал в то время был соединен с бассейном,

существовавшим к юго-западу от него в районе Сарыкамьшской впадины, и через него получил сток по Узбою в Каспий. В течение голоцена продолжался рост дельты Амударьи, которая постепенно достигла подножья Устюрта. Это привело к разделению Арало-Сарыкамьшской котловины на 2 отдельные впадины. Дальнейшая история развития Арала и образование приподнятого новоаральского берега связаны с изменениями водности Амударьи в результате деятельности человека (отвод воды в оросительные системы - регрессия моря; разрушение оросительных систем во время войн - трансгрессия моря при условии, что Амударья направлялась в Арал).

По данным А.С.Кесь (1983), наносы Амударьи накапливались в Приаралье с начала позднего плейстоцена. Более подробно исследованы ее средне- и позднеголоценовые образования. В голоcene продолжалось формирование Акчадарьинской и Присарыкамьшской дельт. Сначала основной сток Амударьи направлялся в Сарыкамьшскую впадину, где образовалось обширное озеро, затопившее соседнюю впадину Ассаке-Аудан и получившее сток в Каспий по Узбою. Это, по мнению А.С.Кесь, происходило в IV-III тыс. до н.э. Затем через Акчадарьинский коридор во впадину Арала Амударья прорвалась во второй половине II тысячелетия до н.э. В это время Амударья отдельными рукавами впадала также еще в Сарыкамьшскую впадину. Когда же, начиная с I тысячелетия до н.э. она полностью устремилась в Арал, было выработано ее современное русло. Уровень Аральского моря поднялся, и образовалась древнеаральская береговая линия.

Более поздние колебания уровня Аральского моря, по А.С.Кесь, были обусловлены в основном изменениями климата и происходили в пределах немногих метров. Лишь в XIV-XV вв., когда Амударья временно потекла на запад, в Сарыкамьш, уровень моря понизился на 13 м.

Спектры преимущественно затопленных субгоризонтальных береговых линий на побережьях областей альпийской складчатости выделяются предположительно. Лучше всего они изучены на кавказском побережье Черного моря (Невесский Е.Н., 1967; и др.). На подводной части побережья здесь развиты новоэвксинские, бугазско-витязевские, каламитские и джеметинские береговые формы (расположенные выше изобаты - 40 м). На различных участках района абсолютные отметки береговых линий изменяются незначительно.

Затопленные береговые образования в основном представлены "реликтами" аккумулятивных форм. Предполагается, что их непосредственному возникновению предшествовали этапы быстрого подъема уровня. Каждый скачок трансгрессии вел к усилению абразии, накоплению в береговой зоне обломочного материала и с некоторым запаздыванием к формированию нового комплекса береговых аккумулятивных образований.

В пределах побережья областей альпийской складчатости на западе и юго-западе Каспия значительных деформаций преимущественно затопленных береговых линий исследователями не отмечено. Поднятая над уровнем моря береговая линия новокаспийской стадии имеет тектонические нарушения амплитуды до нескольких метров. Эти нарушения незначительны, по-видимому, так же у затопленных береговых линий более раннего возраста, связанных с многочисленными трансгрессиями и регрессиями Каспия (эти линии слабо изучены), от участка к участку, вероятно, могут изменяться существенно.

Затопленные береговые образования окраинных морей областей альпийской складчатости, связанные с поздне- и послеледниковой трансгрессией Мирового океана, подробно исследованы лишь на небольших участках. Поэтому отсутствуют достаточно обоснованные данные об изменениях их положения на значительных

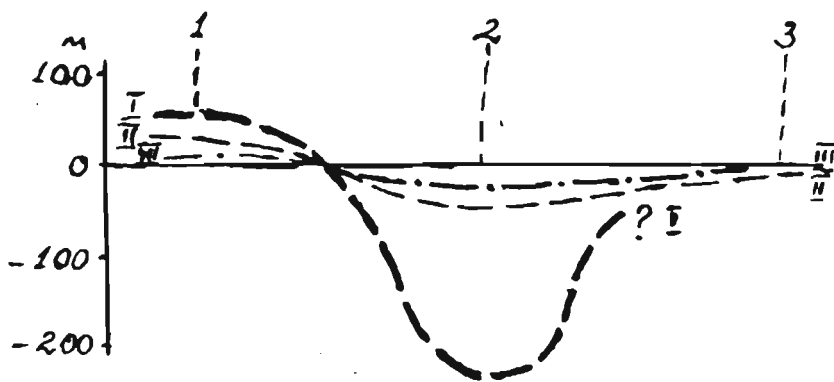


Рис. 3.7. Переход террас нидерландского типа в террасы средиземноморского типа ; профиль Нидерланды - Южная Англия (по Вольдштедту П., 1958). III - эмский; II - гольштинский; I - гюнц-миндельский морские уровни. I - Н.Темза; 2 - С.Нидерланды; 3 - С.Фрисландия.

расстояниях. Исключение в этом отношении представляет северо-восточный шельф острова Сахалин. Известен значительный наклон к югу затопленной аккумулятивной формы у полуострова Шмидта, чем подтверждается возможность на данном побережье, по крайней мере на отдельных участках, сильной тектонической деформации поздне- и послеледниковых береговых линий, не говоря уже о более древних затопленных берегах. Субгоризонтальными здесь являются лишь береговые образования, связанные с кульминацией поздне- и послеледниковой трансгрессии.

3.4. Спектры захороненных береговых образований

Спектры захороненных береговых образований отличаются большим разнообразием, поскольку во многих случаях они формировались в условиях особенно сложного сочетания тектонических и эвстатических факторов. Изучение этих спектров требует большого объема буровых и различного рода геофизических работ, поэтому их характер для ряда побережий освещается лишь в самых общих чертах.

К.К.Марков с соавт. (1968) отмечали "западно-сибирский", или нидерландский тип берега. По их мнению, террасы этого берега представляют собой аккумулятивные покровы, наложенные друг на друга в районах прогибания земной коры (рис.3.7). Наиболее древние береговые линии в таких районах нередко располагаются на глубинах более 200 м ниже уровня моря. Степень деформированности уменьшается от более древних линий к более молодым. Такой характер спектра, по-видимому, присущ погребенным береговым линиям побережий в районах предгорных, межребтовых и межгорных впадин альпийской складчатости, в частности молодым тектоническим депрессиям острова Сахалин. Для последних характерны переслаивание морских и континентальных отложений и повышенная для толщ прибрежно-морского генезиса мощность (Александрова А.Н., 1982). Не-

смотря на то, что отложения этих депрессий изучены слабо, в их строении улавливается ряд интересных особенностей.

Нижнечетвертичные лагунные и лагунно-континентальные отложения в основании депрессий, по данным спорово-пыльцевых анализов, формировались сначала в условиях континентального, умеренно теплого, а позднее влажного и холодного климата. Образование нижних слоев среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений происходило сначала в условиях прохладного, затем умеренно теплого и влажного климата. Первый и третий снизу слои верхнеплейстоценовых морских отложений накапливались в условиях теплого и влажного климата, а аллювиально-морской второй слой и озерно-аллювиальные отложения четвертого слоя - в эпохи похолодания.

Таким образом, лишь во время верхнего плейстоцена в формировании аккумулятивной толщи Сахалинских впадин четко отразилось влияние гляциоэвстатических трансгрессий предпоследнего и последнего межледниковий. Трансгрессии моря в течение среднего и раннего плейстоцена не всегда совпадали с потеплением климата. Очевидно, тектонические движения в это время были более интенсивными, чем гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана, и начали отставать от последних лишь в позднем плейстоцене.

О характере спектров захороненных береговых линий тектонических впадин внутренних морей и внутриконтинентальных замкнутых морских бассейнов в общих чертах можно судить на примере побережья Рионской и Куринской низменностей. Формирование этих низменностей, выделяющихся большой мощностью заполняющих отложений, началось в третичное время.

Например, по А.Б.Вистелиусу (1961), мощность только так называемой продуктивной толщи Куринской низменности измеряется многими сотнями, местами даже 2-3 тысячами метров. Значительное погружение Куринского побережья продолжалось также в бакинское и

хазарское время. По материалам бурения в море и прибрежных районах (Леонтьев и др., 1977), Куринская низменность, и особенно прилегающий шельф, прогибалась даже в новокаспийское время.

Нисходящие тектонические движения явно опережали эвстатические в начале четвертичного периода. В это время, охватывающее около трети продолжительности плейстоцена, накопились глины и алевроиты так называемого Нижнебакинского моря (Федоров П.В., 1978). В тектонических депрессиях Северного Дагестана, Куринской низменности и Юго-Западной Туркмении их мощность нередко превышает 500 м. На тектонически поднятых и стабильных участках побережья Каспийского моря береговые образования Раннебакинского бассейна неизвестны.

Нижнебакинские отложения Куринской низменности перекрываются прибрежными песками небольшой мощности, связанными с верхнебакинской трансгрессией. Мощность нижнехазарских отложений также небольшая. Они содержат много грубозернистого материала, образовавшегося при интенсивном таянии ледников Кавказа. Верхнехазарские слои представлены аллювиально-пролювиальными отложениями.

Морфологически выраженные береговые образования Каспия на Куринской низменности встречаются начиная с верхнехвалынского времени, хотя погружение низменности в это время еще продолжалось. Достаточно длительное погружение Куринской низменности временами прерывалось восходящими движениями, в результате чего возник ряд локальных структур, осложняющих ее северную часть и прилегающие районы. Здесь бакинские и нижнехазарские отложения приподняты над уровнем моря.

Таким образом, в пределах Куринской низменности спектры погруженных захороненных береговых образований наряду с общим опусканием явно деформированы также обратными тектоническими движениями. Аналогичны в этом отношении и погребенные береговые обра-

зования Рионской низменности.

По данным бурения в Западной Грузии мощность чаудинских отложений достигает 1000 м (Китовани Т.Г., 1971). Отложения древних стадий Черного моря встречаются в разрезах локальных структур.

Иной, чем в рассмотренных тектонических впадинах, характер спектра береговых линий на побережьях, оказавшихся под плейстоценовыми ледниковыми покровами. На многих таких побережьях, например Балтийском, не только межморенные береговые образования, но и морские межледниковые отложения уничтожены в большинстве случаев ледниковой экзарацией. Лучше всего они сохранились на севере Западно-Сибирской низменности. Несмотря на то, что разными авторами слои морских отложений здесь часто выделялись лишь на основании находок остатков морских моллюсков и фораминифер, материал по литологии и геологическому строению осадочных толщ позволяет предполагать, что в пределах этой низменности действительно имеются несколько горизонтов межморенных морских отложений. По крайней мере часть их залегает на несколько десятков метров выше современного уровня моря, что указывает на тектоническую приподнятость береговых образований или их реликтов у максимальной границы распространения моря. Аналогичны данные и по ряду участков побережий Баренцева, Белого и Балтийского морей.

При современном состоянии изученности захороненных береговых образований трудно проследить уровни созданных ими береговых линий на сколько-нибудь значительные расстояния. Есть основание полагать, что часто они деформированы или полностью уничтожены ледниковой деятельностью.

Судя по данным изучения гольштейновых отложений Латвии (см. I.2.2.), в межледниковых морских отложениях могли храниться не только остатки захороненных береговых образований, возникших у максимального рубежа рассредоточения межледниковых бассейнов, но

и захороненные в межморенных слоях прибрежно-морские отложения при небольших колебаниях уровня моря.

Погребенные береговые формы побережий платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, не подвергавшихся последнему оледенению, в пределах окраинных и внутренних морей можно включить в состав спектра субгоризонтальных береговых линий, поскольку они в основном формировались во время поздне- и послеледниковых трансгрессий моря; образования их тектонически слабо деформированы.

В состав субгоризонтального спектра береговых линий, развитого на платформенном побережье Каспия, по абсолютным отметкам следует включить сближенные захороненные береговые линии, которые наиболее четко выражены в области Карабогазгола и соседних регионах (Леонтьев О.К. и др., 1977). Здесь береговые формы (преимущественно аккумулятивные) в большинстве случаев образовались у максимальной границы третичных и плейстоценовых бассейнов Каспия.

3.5. Некоторые общие аспекты формирования спектров террас

Подводя итоги изложенного в настоящей главе, прежде всего следует отметить, что древние береговые линии побережий морей СССР представляют собой преимущественно образования, связанные с изменениями уровня морей и океанов, вызванными гидрократическими причинами. В то же время на гипсометрическое положение этих береговых линий, особенно более древних, во многих случаях существенное влияние оказали новейшие тектонические движения. Проявления последних наблюдаются на побережьях окраинных и внутренних морей, а также внутриматериковых изолированных бассейнов.

Тектонически наименее затронутыми оказались береговые образования побережий платформенных областей и доальпийских складча-

тых сооружений, не подвергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов.

На побережьях окраинных морей спектры затопленных субгоризонтальных береговых линий в основном связаны с так называемой поздне- и послеледниковой трансгрессией Мирового океана. Возникли эти береговые формы главным образом во время непродолжительных нарушений общего хода гляциоэвстатической трансгрессии: кратковременных стабилизаций, поднятий и понижений уровня океана небольшой амплитуды. Некоторые приподнятые линии спектра образовались в периоды относительной стабилизации уровня моря у максимальной границы распространения межледниковых и голоценового бассейнов.

В большинстве случаев затопленные и поднятые береговые линии по абсолютным отметкам близки таковым во время их образования. Тектонически слабо деформированы лишь берега межледниковых бассейнов и, по-видимому, возникшие на шельфе во время ледниковий. Последние пока еще плохо изучены.

На побережьях внутренних морей (в частности, на северо-западном побережье Черного моря) спектр субгоризонтально расположенных береговых линий в основном образовался во время скачкообразной поздне- и послеледниковой трансгрессии моря. Начало последней было вызвано притоком в море талых ледниковых вод, а вторая половина — поступлением океанической воды из Средиземного моря.

На побережьях изолированных внутриматериковых бассейнов возникновение спектров молодых субгоризонтальных береговых линий в большинстве случаев также увязывается с прерывистостью трансгрессий и регрессий. На побережье Каспийского моря большинство рассматриваемых береговых линий связано с регрессивными стадиями Хвалынского и Новокаспийского бассейнов. На побережье Аральского моря спектр субгоризонтальных береговых линий образовался главным

образом при трансгрессии, вызванной изменением водности впадающих рек.

Береговые образования побережий альпийской складчатости нередко тектонически значительно приподняты или опущены. Однако тектонический фактор лишь изредка вызывал трансгрессии моря, у максимальных границ которых формировались рассматриваемые береговые образования. Эти трансгрессии в основном были гидрократическими.

Спектры приподнятых береговых линий окраинных морей относительно слабо изучены. Имеющийся материал позволяет допустить образование этих береговых линий во время кульминации межледниковых трансгрессий океана. Некоторые данные о захороненных береговых образованиях свидетельствуют о том, что в раннем и среднем плейстоцене тектонические движения в пределах молодых депрессий опережали эвстатические колебания уровня моря. Таким образом, в нижних и средних горизонтах отложений этих впадин можно встретить захороненные береговые образования, по возрасту относимые к плейстоценовым ледниковьям. Возможна тектоническая деформация и береговых линий времени поздне- и послеледниковой трансгрессии.

Спектры приподнятых береговых террас внутренних морей и внутриматериковых изолированных морских бассейнов (соответственно, Черного и Каспийского морей) состоят из береговых линий, коррелируемых и не коррелируемых по времени формирования. Предположительно одновозрастными являются многие береговые линии Каспия и побережья Черного моря, отложения которых содержат каспийскую фауну. Возникновение же береговых линий Черного моря со средиземноморской фауной соответствует времени межледниковых трансгрессий Мирового океана.

Как и в ряде районов побережий окраинных морей, тектониче-

ские движения в молодых депрессиях побережий Каспия и Черного моря в начале их формирования, по-видимому, происходили быстрее, чем изменения уровня моря. Поэтому характер соответствующих спектров береговых образований в значительной мере определялся тектоническими причинами.

Формирование спектров террас побережий платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, подвергавшихся надвижению ледниковых покровов, довольно разнообразно. Тектонически приподнятые захороненные береговые образования в ряде случаев возникли у границ максимального распространения межледниковых бассейнов.

Вопрос о происхождении "стадиальных" береговых форм, связанных с трансгрессиями и регрессиями межледниковых морей, не решен. Можно полагать, что эти береговые формы отмечают этапы перерыва или резкого ускорения трансгрессий и регрессий, вызванных как гидрократическими, так и, возможно, тектоническими причинами. Возникновение же спектров наклонных молодых береговых линий наряду с общей их тектонической деформацией во многих случаях связывалось с тектонически обусловленными трансгрессиями и регрессиями. Наиболее наглядно это проявляется на побережьях окраинных морей, в частности на северном побережье Кольского полуострова. В условиях же внутренних морей (советская Балтика) кроме береговых линий, образовавшихся в результате тектонически обусловленных трансгрессий и регрессий, на побережье также много береговых форм, которые возникли при колебаниях уровня моря, вызванных гидрократическими причинами.

* * *

В последнее время высказаны очень интересные мнения об отличительном, по сравнению с вышерассмотренным, характере процессов, связанных с образованием и высотным положением отдельных

береговых линий и даже целых их спектров. Эти линии возникли, к сожалению, в основном при анализе материала по другим хорошо изученным регионам побережья Мирового океана или благодаря новым данным относительно Земли в целом. Поэтому их правильность в отношении побережий морей СССР порою оценить трудно.

Согласно сообщению П.А.Каплина с соавт. (Каплин П.А., 1982; Каплин П.А. и др., 1982), в настоящее время невозможно построить универсальную кривую изменений уровня океана. Кроме таких процессов, как, например, гляциоизостазия, неотектоника и гляциоэвстазия, на уровень моря еще могут оказывать влияние уплотнение осадков, гидроизостазия, гравитационный потенциал при перераспределении масс на поверхности^и в недрах Земли и некоторые другие факторы.

I. В соответствии с мнениями, высказанными в коллективной монографии "Уровень, берега и дно океана" (1978 с.36) "Все осадки подвержены гравитационному давлению, эффект которого сказывается в основном в уменьшении объема породы и оседании кровли пласта. Однако, будучи универсальным, гравитационное уплотнение в разных условиях проявляется с резко различной интенсивностью и зависит прежде всего от величины гравитационного давления, т.е. от мощности осадочной толщи". Отложения уплотняются в основном за счет уменьшения своей пористости. Наиболее уплотняются под давлением глинистые, лессовые и торфянистые осадки. Например, в результате уменьшения пористости глин их мощность сокращается на 70-80 %, а мощность торфа только за счет потери воды уменьшается в 3-4 раза. Из этого следует, что береговые образования, возникшие под толщей глинистых отложений мощностью 10 м, в условиях значительного гравитационного давления могут быть опущены примерно на 7-8 м ниже первоначального положения, а при мощности 100 м - на 70-80 м. Указанные соображения очень

важны для хотя бы примерной оценки добавочного к неотектоническому погружению, роли гравитационного оседания древних береговых образований в таких существенно глинистых отложениях большой мощности, как, например, раннебакинские отложения Куринской низменности (Федоров П.В., 1978).

Максимальное погружение захороненных береговых образований за счет уплотнения пород наблюдается в нижних горизонтах толщ, а в направлении к поверхности оно уменьшается. Согласно Перреру (Perrier R., 1974), более или менее существенное уменьшение пористости глинистого сланца начинается при мощности осадочной толщи, приближающейся к 10 м.

Оседание древних береговых образований с амплитудами в несколько метров можно предполагать на отдельных участках побережий арктических морей и морей умеренной полосы СССР, где наблюдается развитие иногда довольно мощных (до 5-10 м) слоев и линз торфяных отложений. Судя по наблюдениям Энте (Ente P.S., 1964) и Гильмер (Guilcher A., 1963), в результате уплотнения торфа береговые образования могут деформироваться.

В современных условиях уплотнение глины (ила) и торфа наиболее хорошо изучено в дельтах крупных рек (Уровень, берега и дно океана, 1978). Оно проявляется на фоне погружения дельтовых отложений под давлением собственной массы. Имеются указания, что темп уплотнения дельтовых отложений достигает 10 см в год, однако в более детально изученных дельтах он составляет от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Песчаные и более грубозернистые отложения уплотняются медленно, в основном вследствие их цементации.

2. В последнее время, по нашему мнению, незаслуженно забыта работа А.С.Ионина и П.А.Каплина (1956), в которой высказано мнение о возможности формирования ряда абразионных и аккумуля-

мулятивных террас при равномерном понижении уровня моря и прочих неизменных условиях. Авторы полагают, что образование террасовых форм характерно для многих побережий. Лишь "на отмелях типично аккумулятивных берегах в условиях постоянной подачи наносов со дна, при равномерном поднятии побережья морфологически выраженные, по-видимому, не образуются" (Каплин П.А., 1973, с.147).

В связи с этим, однако, отметим, что данные по наиболее детально изученным побережьям морей СССР в большинстве случаев все же свидетельствуют о том, что развитые здесь береговые образования были связаны с поднятиями уровня моря или опусканиями побережья хотя бы небольшой амплитуды (например, побережье Эстонии). Возникновение ряда террас в условиях относительно равномерного понижения уровня моря, по нашему мнению, наблюдалось в поздне- и послеледниковое время на побережьях, подвергавшихся надвиганию последнего плейстоценового ледникового покрова: например, на побережьях островов Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и Кольского полуострова (во время регрессий моря). Эти береговые формы отличаются большим количеством "сближенных" по абсолютным отметкам береговых образований.

3. Вопрос об участии гидроизостазии в формировании и высотном расположении древних береговых линий очень важен, поскольку она проявилась на побережьях в четвертичное время практически повсеместно на фоне гляциоэвстатических и другого генезиса колебаний уровня моря. Наиболее хорошо гидроизостазия изучена для поздне- и послеледникового промежутка времени.

Согласно обобщению Д.Д.Бадюкова (1982), величина среднего гидроизостатического углубления бассейнов за последние 18 тыс. лет варьирует в пределах 25,4-13,8 м (Cathles L.M., , 1975). По данным изучения Западного побережья Тихого океана (Бадюков

Д.Д., 1982), колебания поверхности побережья в промежутке времени спустя 6 тыс. лет назад, вызванные гидроизостатически, в этом регионе по темпу отстают от неотектонических.

По мнению Чепела (Chappel J., 1974), вследствие гидроизостазии в поздне- и послеледниковое время в основном прогиба-лись континентальные окраины. В зависимости от геометрии шельфа и жесткости литосферы в рассматриваемой области "простой шельф" на "континентальной коре" в результате поздне- и послеледниковой гидроизостазии в настоящее время является менее погруженным по сравнению с "глубоким шельфом" с "океанической корой". Д.Д.Бадюков (1982) предполагает, что действие добавочной нагрузки водной массы на шельфы должно быть избирательным, в зависимости от места расположения "континентальной флексуры". "Шельфы, у которых ось континентальной флексуры располагается близко к берегу, испытывают отрицательные перемещения, будучи вовлечены в проседание океанических бассейнов. Напротив, шельфы, ось континентальной флексуры которых располагается ближе к внешней их части, должны либо подниматься вместе с континентами, либо испытывать дифференцированные движения, т.е. их внутренняя часть будет подниматься вместе с континентами, тогда как внешний край окажется вовлеченным в отрицательные движения, определяя значительное увеличение уклонов шельфа" (рис. —).

Менее всего новейшим тектоническим движениям в четвертичное время подвергались побережья СССР платформенных областей и областей доальпийских складчатых сооружений, не испытавших надвигание плейстоценовых ледниковых покровов. Поэтому именно здесь, в условиях окраинных и отчасти также внутренних морей, следует искать следы гидроизостатических движений поздне- и послеледниковья, вызванных колебаниями количества воды в океане. Гидроизостатическое погружение более ранних этапов плейстоцена в зна-

чительной мере должно было быть компенсировано такого же рода поднятием побережий в течение ледниковий.

Фактического материала, особенно по подводной части побережий, по указанным регионам СССР пока недостаточно, поэтому относительно величины и знака поздне- и послеледниковых гидроизостатических движений можно высказать лишь несколько предположений. Вряд ли максимальная величина гидроизостатического погружения на шельфе рассматриваемых регионов в поздне- и послеледниковое время составляла более 10 м. Пока данных о высотных отметках затопленной береговой линии времени последнего оледенения мало (Бадюков Д.Д., Каплин П.А., 1979; Щербаков Ф.А., 1983 и др.). Последняя наиболее длительная в поздне- и послеледниковье подвергалась нисходящим гидроизостатическим движениям.

Вслед за Чепелом (Chappell J., 1974) можно полагать, что масштаб гидроизостатического погружения уменьшался в направлении к суше и был дифференцирован также на шельфах различных параметров и морфологии, поскольку давление воды на шельф в этих регионах было различным. Следствием различий гидроизостази, по нашему мнению, можно объяснить факт, что затопленные береговые линии времени поздне- и послеледниковой трансгрессии моря, например, в Южном Приморье, Юго-Западном Приохотье и районе Чаунской губы лишь изредка находятся на сходных абсолютных отметках (Вейнбергс И.Г., 1986). Шельф перечисленных регионов наряду с различиями геологического строения имеет различные ширину и уклоны поверхности.

Если это предположение о причинах дифференциации абсолютных отметок затопленных береговых линий на морфологически различных шельфах правильно, то на месте стыка таких шельфов можно ожидать появление локальных участков деформаций затопленных бе-

реговых линий гидроизостатического характера.

В пределах побережий платформенных областей и областей доальпийских складчатых сооружений, не повергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов, надводные древние береговые образования располагаются лишь немного выше уровня моря или же полностью отсутствуют. Исходя из этого можно допустить, что гидроизостатическое поднятие надводного побережья в поздне- и послеледниковое время не происходило вообще или было незначительным.

В заключение краткой оценки роли гидроизостази в формировании спектра террас на побережьях окраинных и отчасти также внутренних морей платформенных областей и областей доальпийских складчатых сооружений необходимо отметить, что гидроизостазия вряд ли сыграла существенную роль в формировании спектров террас и на других побережьях морей СССР.

4. В последнее время Е.И.Былинским (1985) высказано мнение о глобальном проявлении гляциоизостази в платформенных областях Земли. Согласно этого исследователя два крупнейших региона платформ различаются разным гипсометрическим расположением древних береговых линий.

Первый регион - область распространения максимального плейстоценового оледенения, отличается отсутствием поднятых эоплейстоценовых (1,8-0,9 млн.лет назад) и раннеплейстоценовых (0,9-0,4 млн.лет) террас. Максимальные высоты здесь обычно достигает позднеплейстоценовая микулинская (земская, сангамонская) береговая линия.

Второй регион - платформа за пределами бывших оледенений характеризуется наиболее высокими эоплейстоценовыми и раннеплейстоценовыми террасами. Наиболее хорошо указанные особенности распределения морских террас, по мнению Е.И.Былинского (1985),

проявляется на Атлантическом побережье Африки и Европы. Отмечается, что позднеэоплейстоценовая терраса понижается от ДАР к Анголе, Гане и Мавритании с 110 до 85, 55 и даже 30 м. Потом она повышается к Марокко и Португалии до 83 и 130-140 м. После этого вновь происходит ее понижение до 110 м на северо-западе Испании, 33 м на полуострове Бретань и, наконец, до 8 м на юго-востоке Англии.

Внутри области максимального плейстоценового оледенения позднеэоплейстоценовый уровень находится в погребенном состоянии. В Нидерландах он расположен на абсолютных отметках - 50- (-60) м. В направлении к Баренцеву морю происходит его снижение до - 500 м. Более молодые плейстоценовые террасы на платформах вне оледенений образуют нормальный террасовый ряд, и их высоты изменяются в том же направлении, что и эоплейстоценовый уровень.

Согласно Е.И.Былинскому (1985) главной причиной расположения плейстоценовых береговых террас платформенных ^{областей} послужило глобальное воздействие гляциоизостатического фактора на изменение структуры и рельефа Земли. Оно выразилось в прогибаниях областей максимального плейстоценового оледенения и поднятиях остальных платформенных участков континентов.

В пределах платформ СССР в основном проявляется береговые образования связанные с областями развития в прошлом ледниковых покровов. Однако следует отметить, что в пределах платформ не подвергшихся материковым оледенениям (например в пределах Восточно-Сибирской низменности, Северо-Западного побережья Черного моря) плейстоценовые береговые образования почти повсеместно находятся в затопленном положении. Эти факты указывают, что в схеме Е.И.Былинского (1985), являются и исключения.

5. Изучение региональных различий в ходе колебания уровня моря вследствие изменения гравитационного потенциала при распре-

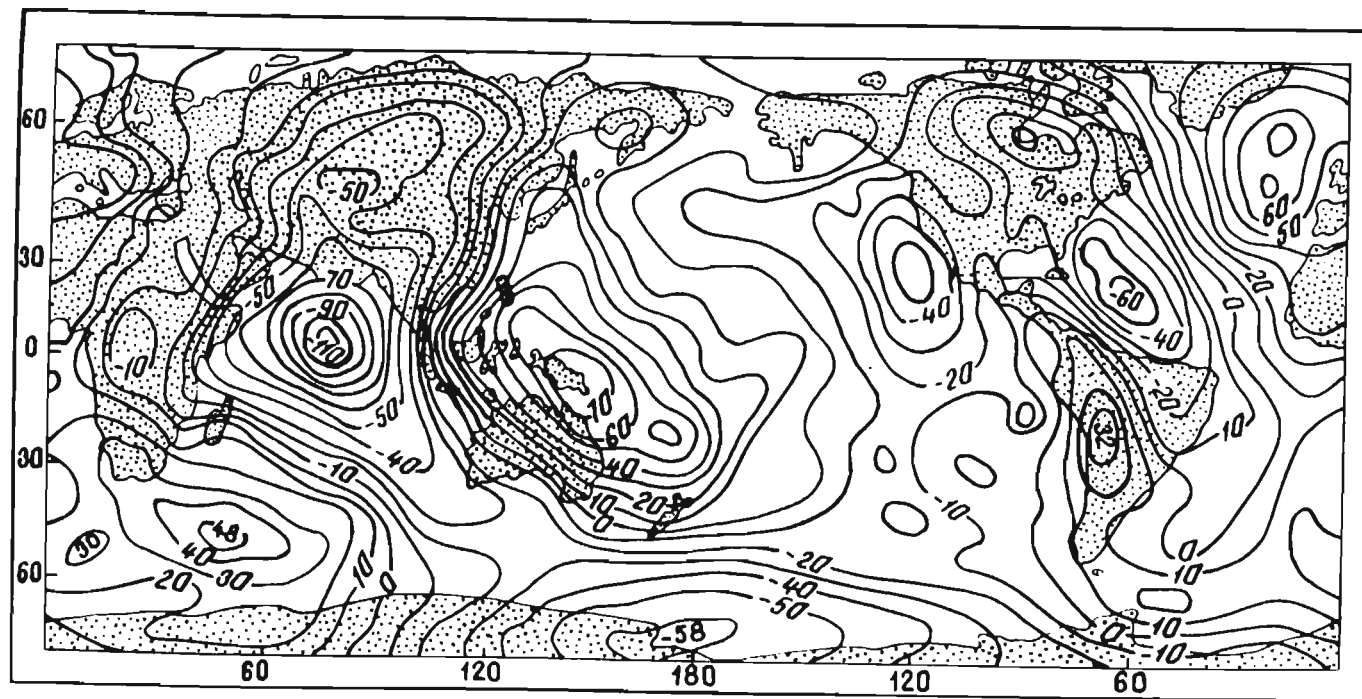
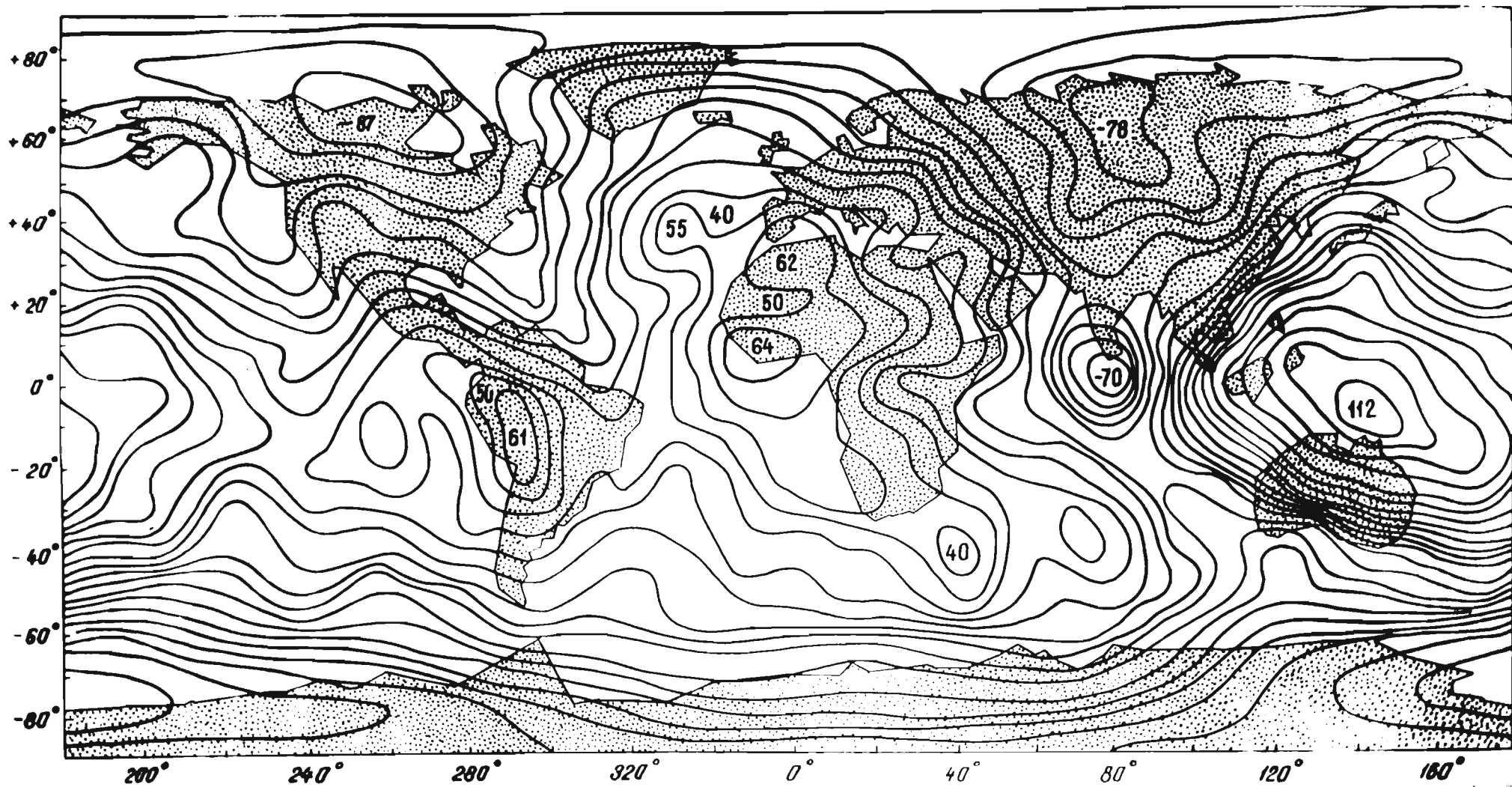


Рис.3.8. Схема современного рельефа водной поверхности океана (геоида) относительно эллипсоида. Изолинии приведены в метрах. Схема составлена по карте Марша и Винсента (Marsh, Vincent, 1974) Таракановым Ю.А. (1982).



— 346 —

Рис.3.9 . Карта-схема геоида Е.М.Гапошкина и К.Ламбека относительно сфероида со сжатием $1/299,67$.

делении масс на поверхности и в недрах Земли является принципиально новым (Каплин П.А., и др. 1982).

Не касаясь вопросов методики определения, физической сущности образования и других подобных вопросов относительно рельефа геоида, с которыми в отечественной литературе можно ознакомиться в работах Д.Д.Бадюкова (1982), Ю.А.Тараканова (1982; Тараканов Ю.А. и др., 1982) и других исследователей, следует отметить, что, согласно данным исследований с помощью спутников, современный рельеф водной поверхности океана (геоида) относительно эллипсоида (March J.G., Vincent S., 1974; рис.3.8) или сфероида со сжатием $1/299, 67$ (Garoschin E.M., Lambeck K., 1971; рис. 3.9) характеризуется крупными поднятиями и опусканиями, так называемыми планетарными ундуляциями, которые распространяются также на суше. Высота и глубина этих ундуляций измеряются многими десятками метров и местами превышают даже 100 м. По Маршу и Винценту, выделяются Австралийское, Северо-Атлантическое поднятия, Индийская, Калифорнийская, Карибская впадины и другие неровности геоида. По месту расположения и величине ундуляций от картосхемы Марша и Винцента не особенно отличается картосхема Гапошкина и Ламбека. Согласно этой картосхеме геоида относительно сфероида со сжатием $1/299, 67$, приведенной в работе Ю.А.Тараканова с соавт. (1982), на побережье сибирских морей (Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского) распространена северная и северо-восточная окраина одноименной отрицательной ундуляции геоида со значениями до $- 70$ и более метров.

Побережья европейских морей СССР (Баренцева, Белого, Балтийского и Черного) в настоящее время характеризуются относительно крутым (европейским) склоном геоида, поднимающимся здесь в направлении положительной ундуляции, вершина которой выделяется на Северо-Западе Африки и прилегающих регионов Атлантического океана

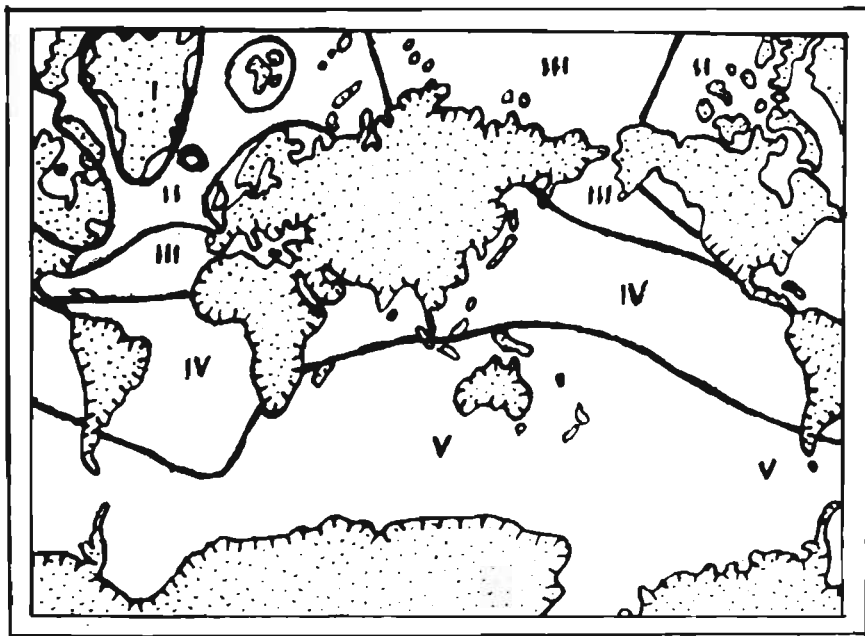


Рис.3.10. Районирование Мирового океана по характеру изменения его уровня по теоретической модели (Clark F.A., Farrell W.E., Peltier W., 1978).

I, II, III, IV, V - зоны Мирового океана, каждая из которых характеризуется специфической кривой изменения уровня моря. Заштрихованы континентальные побережья, где согласно теоретической модели уровень моря превышал современный $5 \cdot 10^3$ лет назад.

с отметками до +64 м. Побережья дальневосточных морей СССР (Берингово, Охотского и Японского) находятся в пределах дальневосточного склона, который на юго-востоке поднимается к австралийскому поднятию геоида (до +112 м).

Считают, что существование этих и других неровностей геоида определяется величиной потенциала силы тяжести. Последний является суммой потенциала силы притяжения, зависящего в основном от общей массы Земли и распределения плотностных неоднородностей в ее недрах, и потенциала центробежной силы, зависящей от параметров вращения Земли (Бадюков Д.Д., 1982).

Предполагают, что гравитационный потенциал может изменяться во времени, вызывая так называемые геоидальные эвстазии (Mörner N.-A., 1976, 1977). Например, Кларк, Фаррел и Пельтье (Clark J.A., Farrell W.E., Peltier W.R., 1978), основываясь на представлениях о влиянии возмущений потенциала силы тяжести на уровне океана и эффекте гидроизостатического опускания дна океана, предложили теоретическую модель изменения уровня моря в течение последних 18 тыс. лет на невращающейся сферически-симметричной вязкоупругой модели Земли с очертаниями ледниковых покровов. Эти авторы, в частности, считают, что в пределах выделенной ими зоны III на побережье СССР (рис. 3.10), охватывавшей крупный регион, начиная на западе с полуострова Таймыр и кончая на востоке района г. Магадан, подъем уровня моря через несколько тысяч лет после начала таяния ледниковых покровов сменился небольшим его опусканием. По их мнению, это опускание было обусловлено совместным действием гидроизостазии и изменения потенциала силы тяжести. В противоположность, например, сообщенным ранее данным (Вейнберга, 1986) по побережью Восточно-Сибирской низменности на всех побережьях окраинных морей СССР к востоку и юго-востоку от полуострова Таймыр предполагают, что уровень моря 5 тыс. лет назад

превышал современный.

Более осторожно по вопросу о влиянии изменения гравитационного потенциала Земли на колебания уровня моря высказывается Д.Д.Бадюков (1982). По его расчетам, этот процесс очень медленный: "географическое положение и размеры ундуляций геоида оставались постоянными на протяжении по крайней мере последних 20000 лет".

Изменения гравитационного потенциала Земли, несомненно, происходили и происходят. Однако, и по нашему мнению, они вряд ли в значительной мере исказили, по крайней мере в поздне- и послеледниковое время, ход изменения уровня моря, вызванный такими процессами, как гляциоизостазия и гляциоэвстазия.

Выяснение роли изменений гравитационного потенциала в образовании древних береговых линий и их спектров, развитых на побережье СССР, требует еще дальнейших исследований. Установить последствия горизонтального перемещения сибирской отрицательной ундуляции, по-видимому, легче всего при более детальном изучении побережий дальневосточных и европейских морей, в настоящее время находящихся на упомянутых склонах этой ундуляции. Вертикальное же перемещение дна Сибирской впадины в наиболее чистом виде должно отражаться в рельефе и осадках побережий морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Глава 4

МОРФОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ
МОРСКИХ БЕРЕГОВ ПО МЕРЕ
ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ
СПЕКТРОВ БЕРЕГОВЫХ ТЕРРАС

Согласно основным положениям учения о развитии морских берегов (Зенкович В.П., 1946, 1962; Леонтьев О.К., 1955, 1961; Леонтьев О.К. и др., 1975) под волновым воздействием и воздействием порожденных ими течений берег может проходить ряд фаз развития. Мало измененными морем, главным образом, являются лишь приглубые берега, сложенные очень стойкими к абразии породами, не получающие поступления материала с соседних участков берега или устьевых районов рек.

Берег в своем развитии проходит разные стадии с соответствующими типами и разновидностями форм, которые подробно и всесторонне рассмотрены В.П.Зенковичем (1962) и П.А.Каплиным (1973).

Исследователями подчеркивается, естественное стремление береговых линий к выравниванию, хотя имеются и случаи, когда в их развитии по тем или другим причинам берег может стать вторично расчлененным. Основные особенности морфодинамики берегов обычно рассматриваются на примерах современного моря. Особенности развития древних берегов пока изучены относительно слабее. Наиболее значительными в этом отношении являются работы О.К.Леонтьева и других по побережью Каспийского моря и работы В.Г.Ульста и Э.Ф.Гринбергса по побережью Латвии.

4.1. Побережье Восточной Балтики

Морфодинамику и развитие древних морских берегов по мере образования поздне- и послеледникового спектра наклонных террас

Восточной Балтики рассмотрим на примерах балтийского побережья Латвии, латвийского побережья Рижского залива и побережья Эстонии.

4.1.1. Балтийское побережье Латвии

Балтийское побережье Латвии представляет собой наклонную в сторону моря волнистую равнину шириной 5–50 км (см. рис. 23). В верхней части побережья, между абсолютными отметками 6–13 м на юге и до 39–55 м на севере, развиты морфологически выраженные берега Балтийского ледникового озера (Гринбергс Э.Ф., 1957). Большую часть побережья образует абразионно-аккумулятивная равнина Балтийского ледникового озера. У мористого края побережья наблюдаются береговые образования Анцилоного озера (?) и Литоринового моря (Гринбергс Э.Ф., 1957).

4.1.1.1. Балтийское ледниковое озеро

Как указывалось выше (глава 2), Балтийское ледниковое озеро характеризовалось тремя стадиями — Vgl I, Vgl II, и Vgl III. Первые две из них имели трансгрессивный характер, а третья — (Vgl III) соответствовала регрессии моря.

Трансгрессивные бассейны в районе пос. Лабрагс имели амплитуды колебания уровня по крайней мере 29 (бассейн Vgl I) и 26 (бассейн Vgl II) метров (Вейнбергс И.Г. и др., 1980). По Э.Ф.Гринбергсу (1957) в районе г. Гробиня амплитуда трансгрессии Vgl II составила по крайней мере 19 м.

Регрессивная стадия Vgl III характеризовалась стабилизациями уровня или небольшими кратковременными трансгрессивными этапами во время которых выработались береговые линии Vgl IIIa, Vgl IIIb и Vgl IIIc. На побережье Балтийского моря Латвии Балтийскому ледниковому озеру были свойственны мелководные заливы и выступы контура

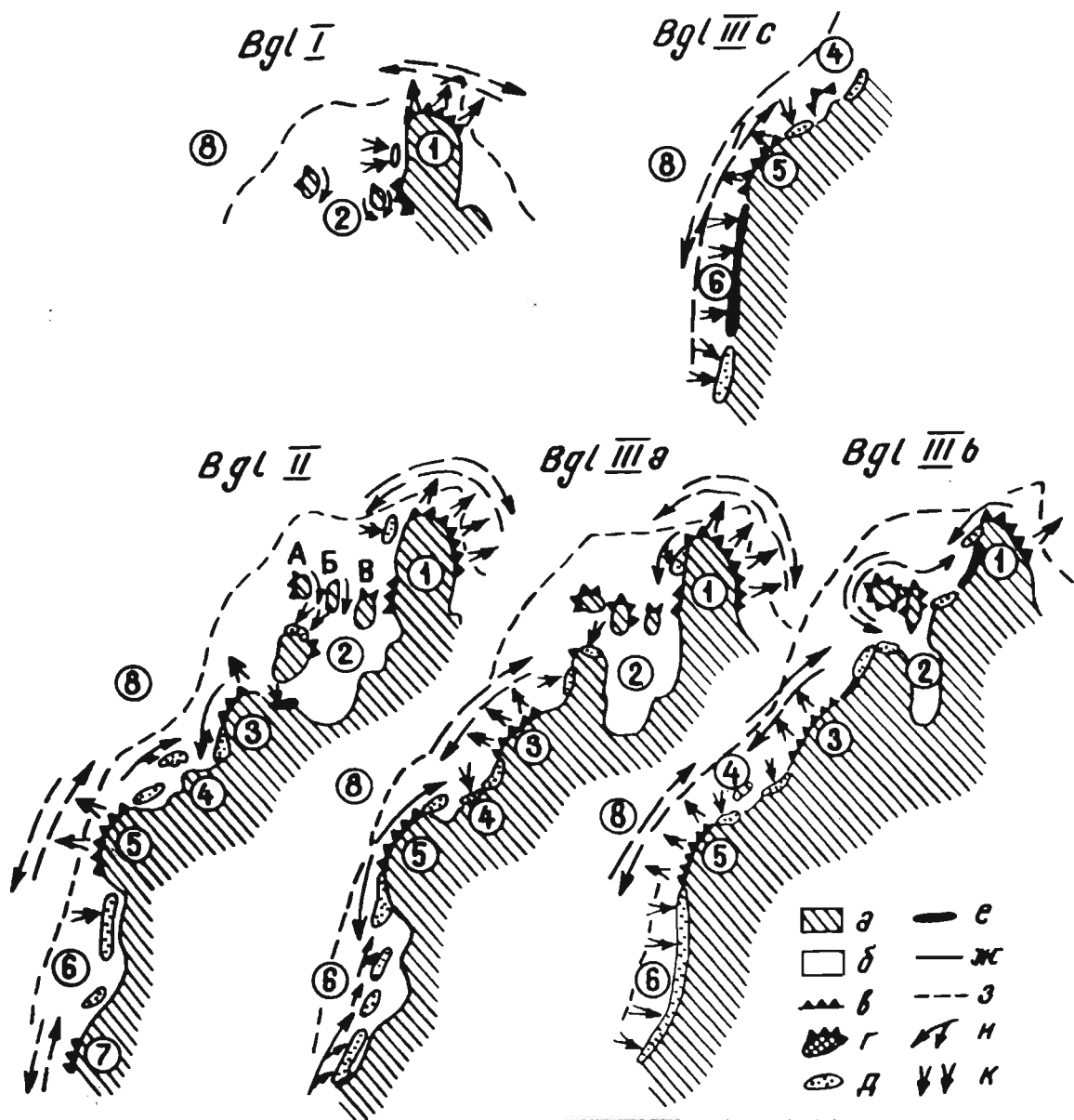


Рис. 4.1. Схемы динамики берегов Балтийского ледникового озера на побережье Балтики в пределах Латвии: 1-выступ берега северной части Курземского полуострова; 2-Усмский залив; 3-Алсунгско-Капациемский выступ берега; 4-Салиенский залив; 5-Гробиньско-Вергальский выступ берега; 6-Бартский залив; 7-Руцавский выступ берега; 8-Балтийское море: а-суша; б-акватория Балтийского ледникового озера; в-участки абразии берега; г-участки абразии вдоль морского края береговых аккумулятивных форм более ранних стадий (фаз) бассейна; д-участки береговой аккумуляции; е-участки береговой и эоловой аккумуляции; ж-участки слабого развития береговых процессов; з-контур берега современного моря и озер; и-потоки наносов волнового поля; к-главнейшие направления перемещения наносов в береговой зоне.

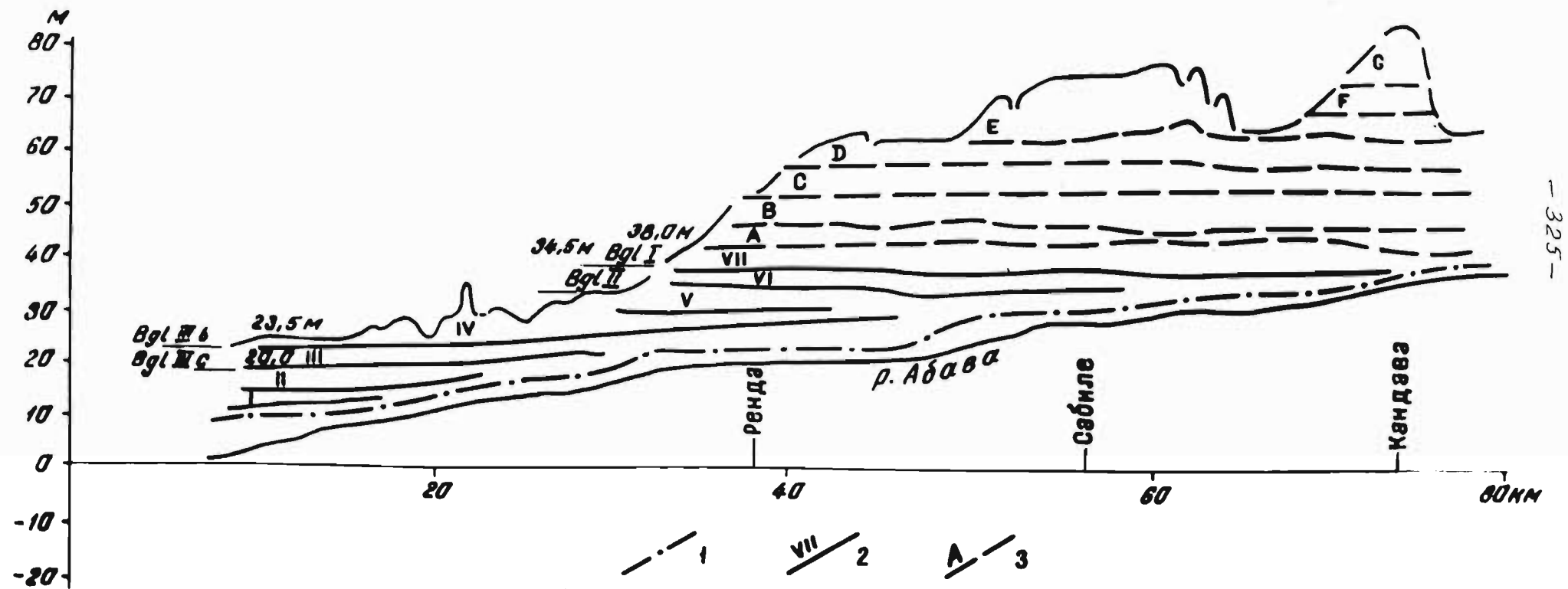


Рис. 4.2. Продольный профиль русла и террас р.Абава: 1-пойма; 2-поздне- и послеледниковые террасы долины р.Абава; 3-террасы Абавско-Слоцэнскай реки талых ледниковых вод.

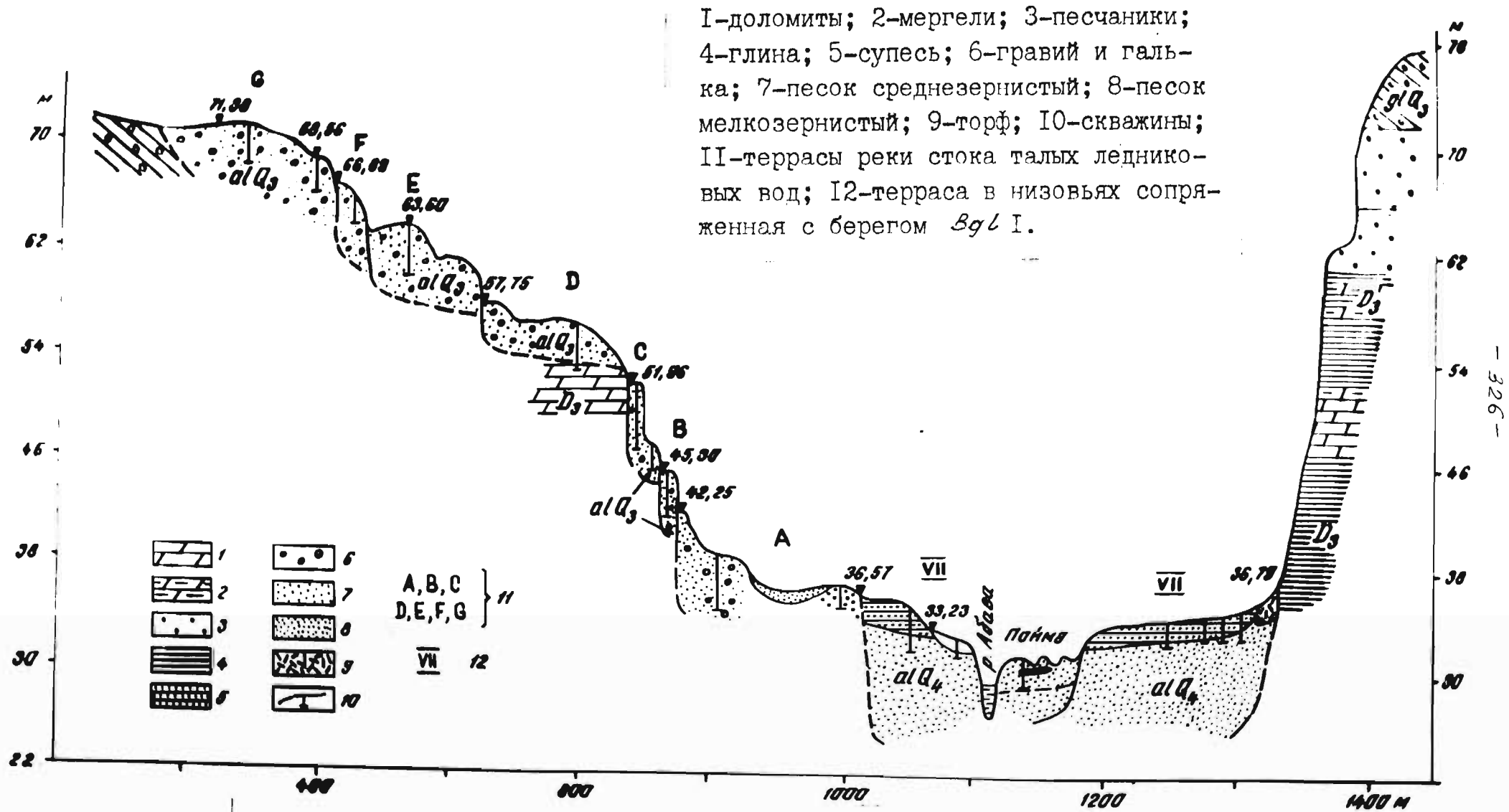


Рис. 4.3. Поперечный профиль Абавско-Слоценской долины в районе нас.п.Редниеки.

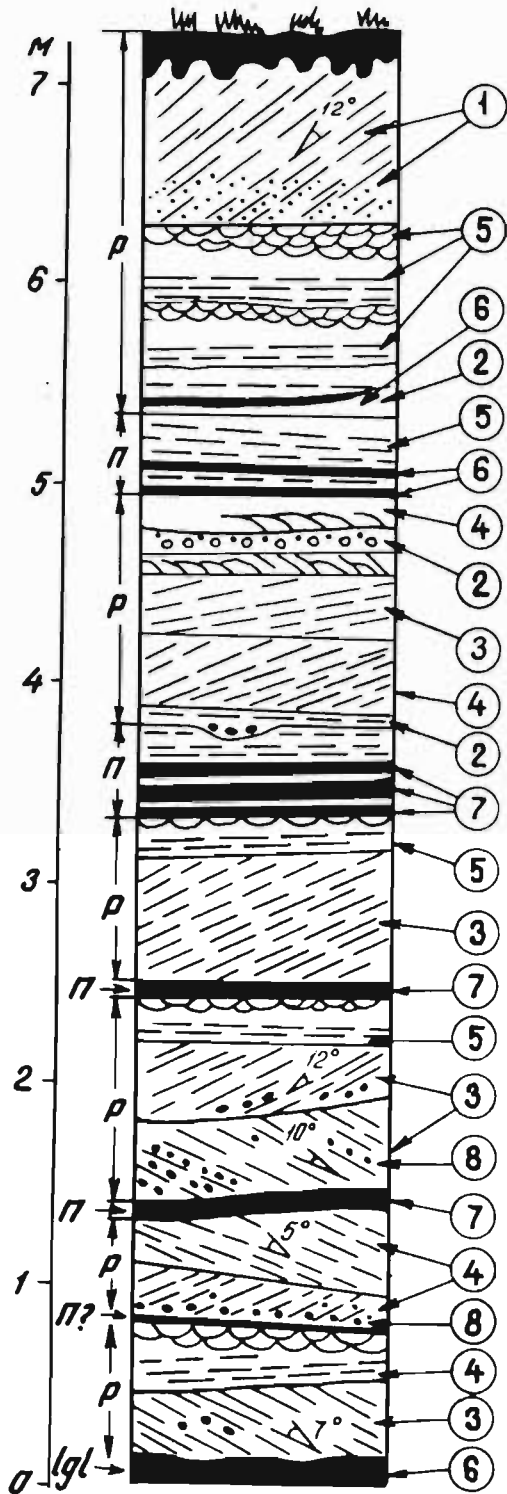


Рис. 4.4. Разрез констративного аллювия террасы УІ долины р.Абава у нас.п.Веги: 1 - грубозернистый песок с гравием; 2 - песок средnezернистый с примесью грубозернистого; 3 - мелкозернистый песок с примесью средnezернистого; 4 - мелкозернистый песок; 5 - алевритистый тонкозернистый песок; 6 - песчаный алеврит; 7 - глина; 8 - катуны глины.

берега. Наиболее крупными заливами явились Усмский, Салиенский и Бартский (рис. 4.1), которые возникли на месте гляцидепрессий ледовых языков времени дегляциации последнего ледникового покрова. Кроме морены эти гляцидепрессии выстланы лимногляциальными отложениями (Вейнбергс И.Г., 1968; Аболтыньш О.П. и др., 1972; Страуме Я.А., 1979, и др.).

Самый крупный из заливов - Усмский возник на месте Вентского ледникового языка и Вентско-Усмского лимногляциального бассейна. Ленточные глины последнего распространены в районе пос. Усма. Пески широко развиты на юге Усмского залива и прилегающих с юга и востока регионов. В пределах северной и северо-восточной частей рассматриваемого залива ледниковые и водноледниковые отложения отсутствуют. На больших площадях побережья здесь на поверхность выступают песчаники и глины коренных пород (Страуме Я.А., 1979).

Прибрежно-морские пески (мощностью до нескольких метров) Усмского залива в основном представляют собой продукты перемыва лимногляциальных отложений и морены. Впадавшие в Усмский залив древние реки Вента и Абава во время начальных трансгрессивных стадий Балтийского ледникового озера характеризовались значительной аккумуляцией аллювиального материала в долинах (Вейнбергс И.Г., 1968). Привнос аллювиального материала в этот залив усилился лишь во время регрессивной стадии V_{gl} III.

Сопряженная в низовьях с берегом стадии V_{gl} I УП надпойменная терраса р.Абава на расстоянии более чем 25 км вверх по долине отличается большими мощностями руслового аллювия (рис. 4.2, 4.3). Более молодая терраса УI, в низовьях увязывающаяся с берегом V_{gl} II, отличается аллювиальной свитой мощностью до 7 м, которая построена по конструктивному типу (Ламакин В.В., 1948) - пере-слаиванием ряда слоев руслового и пойменного аллювия (рис. 4.4).

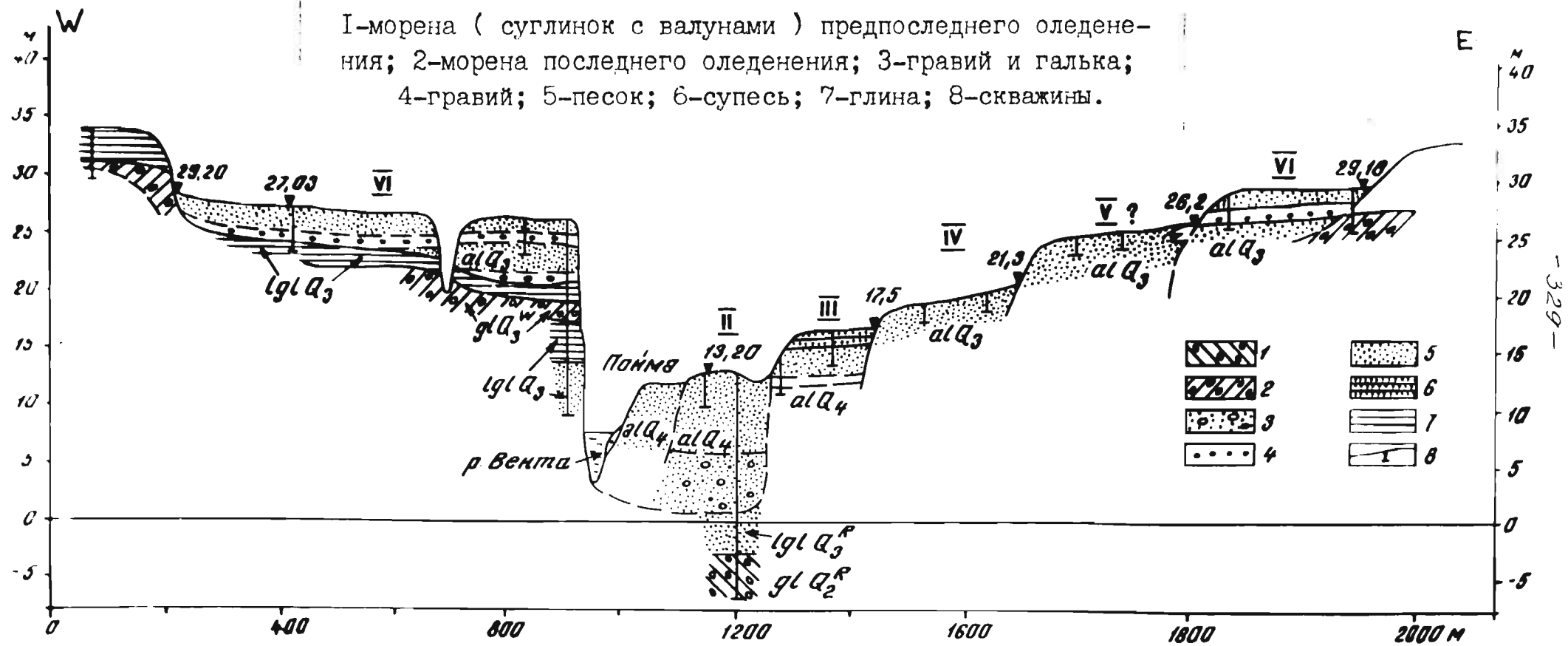


Рис.4.5. Поперечный профиль долины р.Вента в районе нас.п.Вецкулдига.

-329-

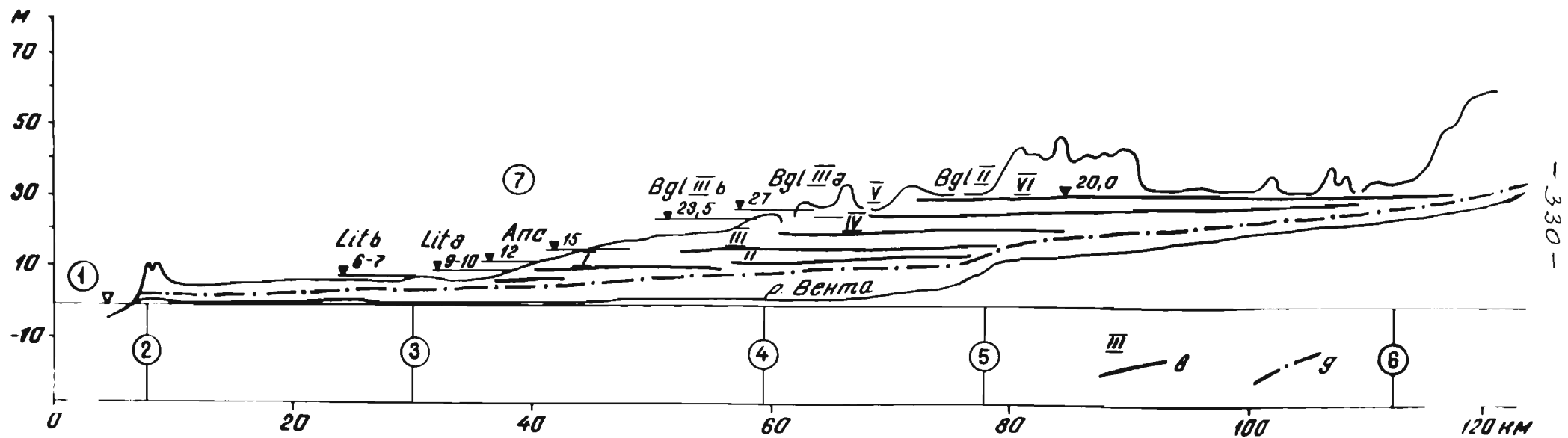


Рис. 4.6. Продольный профиль русла и террас р.Вента: I - море; 2 - г.Вентспилс; 3 - пос.Зурас 4 - нас.п. Абавмуйжа; 5 - г.Кулдига; 6 - г.Скрунда; 7 - вентспилская лагуна; 8 - террасы долины р.Вента; 9 - пойма.

Террасы У, IV и III долины р.Абава, сопряженные с береговыми линиями соответственно Vgl Ша, Vgl Шв и Vgl Шс, характеризуются меньшей мощностью аллювия.

В долине р.Вента нет аллювиальной террасы, которая по времени образования соответствовала бы берегу Vgl I. На месте устья р.Вента того времени возле г.Куддига берег Vgl I имел абсолютные отметки несколько метров ниже отметок более молодого берега Vgl II. Последнему соответствует терраса VI долины р.Вента, расположенная около 30 м над уровнем моря. Эта терраса характеризуется увеличенным содержанием аллювия русловой фации (рис.4.5). С береговыми линиями Vgl Ша + Vgl Шв и Vgl Шс сопряжены соответственно террасы У и IV долины р.Вента (рис.4.6).

В пределах древнего Усмского залива наиболее интенсивному волновому воздействию подвергались мористые края, находившихся в заливе островов современных урочищ Попе, Пузе, Амеле и Угале (см.рис.4.1). Например, древний остров Попе, представляющий собой поднятие поверхности коренных пород с покровом красно-бурой морены последнего оледенения, с мористой стороны размывался во время различных бассейнов Балтийского ледникового озера.

Как видно на рисунке 4.1, начиная со стадии Vgl I, интенсивнее всего абрадируются северо-западная, северная и северо-восточная части острова Попе. Большая часть образовавшегося при этом песчано-гравийно-галечного материала отлагалась на более защищенной от волн юго-восточной части острова, образуя значительных размеров косу. Во время существования последующих бассейнов Балтийского ледникового озера на юго-восточной части острова также происходила аккумуляция, однако здесь наблюдаются и следы абразии в виде невысоких уступов размыва.

Южная и юго-восточная части Усмского залива, находящиеся в тени островов, испытывали лишь небольшое волнение. Береговые

образования Балтийского ледникового озера здесь относительно слабо выражены в рельефе. В северо-восточной части Усмского залива у западного окончания известного крупного абразионного обрыва Зилие Калны, наблюдаются довольно мощные береговые аккумулятивные формы (см. рис. 1.25, 4.1). Косы, бары и другие аккумулятивные формы образуют лестницу, возникновение которой тесно связано с формированием обрыва Зилие Калны. Последний размывался в течение существования всех бассейнов Балтийского ледникового озера.

На рисунке 1.25 видно, что в течение стадии $V_{gl} I$ образования береговых аккумулятивных форм в продолжении обрыва Зилие Калны не происходило. Видимо, возникший при абразии материал во время стадии $V_{gl} I$ в основном поступал вниз по подводному береговому склону.

Береговая аккумулятивная форма стадии $V_{gl} II$ представлена песчано-гравийным баром. Наличие на поверхности этой формы береговых валов продольно ориентированных свидетельствует, что его образование в основном, происходило при поперечной подаче материала с морского дна на берег.

Четко выраженное вдольбереговое перемещение наносов с абразионного обрыва Зилие Калны на запад и юго-запад происходило в течение фаз $V_{gl} IIIa$ и $V_{gl} IIIb$. В районе пос. Невея (см. рис. 1.25, 4.1) в это время образовались косы песчано-гравийного материала. Береговые валы, осложняющие поверхность этих кос веерообразно расходятся в направлении их дистальных концов и изгибаются в сторону суши.

Салиенский залив образовался на месте Априкского ледникового языка и одноименного приледникового бассейна. Отложения последнего в основном представлены глинами. Со стороны суши к Салиенскому заливу во время существования Балтийского ледникового озера ненаблюдался значительный привнос наносов. Последние в

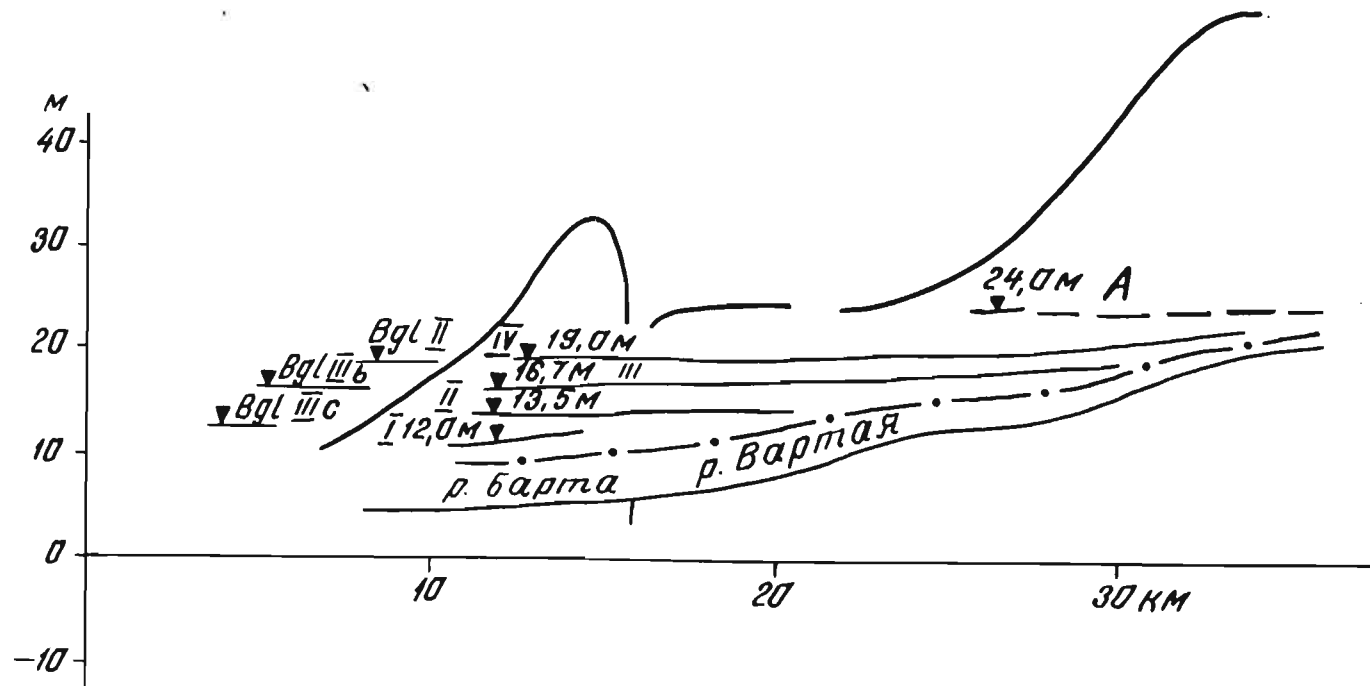


Рис.4.7. Спектр террас долин рек Барта и Варта́я.
Условные обозначения см. рис.4.2.

береговой зоне моря, формировались преимущественно в результате перемыва морены. Красно-бурая морена последнего ледникового покрова в пределах Салиенского залива сохранилась лишь на отдельных участках. Под прибрежно-морскими песками сразу залегают серые валунные суглинки, глины и алевроиты предпоследнего (рисского) оледенения. Береговые формы Салиенского залива в основном аккумулятивного характера и связаны как с вдольбереговым, так и поперечным перемещением наносов. Небольшие косы, главным образом, приурочены к северо-восточному и юго-западному районам залива в продолжении Алсунгско-Капасциемского и Гробиньско-Вергалского абразионных выступов берега. Наличие этих кос свидетельствует о поступлении наносов с указанных абразионных участков на выступах берега в Салиенский залив. Все же доминирующим Салиенском заливе было поперечное перемещение материала. В вершине этого залива непосредственно северо-восточнее и юго-западнее пос. Салиене берег стадии $V_{gl} II$ в рельефе слабо выражен или представлен абразионными уступами. Береговые же линии бассейнов регрессивной стадии $V_{gl} III$ отмечены небольшими песчаными аккумулятивными террасами и донными валами. Поверхность аккумулятивных террас осложнена сериями древних продольно ориентированных валов.

Бартский залив Балтийского ледникового озера был приуровен к гляцидепрессии небольшого одноименного ледникового языка и Верхнебартского приледникового бассейна. В последнем, главным образом, отлагались песчаные осадки, которые были принесены реками талых ледниковых вод. В Бартском заливе эти песчаные отложения формировали основную массу наносов береговой зоны моря. Определенное количество наносов в Балтийское ледниковое озеро было привнесено также р. Бартой. С береговыми линиями $V_{gl} II$, $V_{gl} IIIв$ и $V_{gl} IIIс$ сопряжены террасы соответственно IУ, III и II долины р. Барта (рис. 4.7).

Во время стадии Bgl II почти по всему периметру Бартского залива происходило поперечное перемещение наносов – формирование песчано-гравийных баров и аккумулятивных террас (см. рис. 1.25, 4.1). Фаза Bgl IIIa характеризовалась вдольбереговым перемещением наносов. В северной части залива в результате поступления наносов с Гробиньско-Вергалского абразионного участка берега формировалась Гробиньская коса. Навстречу этому потоку наносов направлялся другой более сильный поток, которым в южной и средней частях залива были сформированы три древние косы (см. рис. 1.25, 4.1). Рассматриваемый вдольбереговой поток питался материалом размыва южнее расположенного Руцавского выступа берега.

Во время фазы Bgl IIIb происходил частичный размыв мористого края кос берега Bgl IIIa. Кроме того на мористом краю кос местами образовались небольшие бары. В течение фазы Bgl IIIc почти на всем протяжении Бартского залива на берегу происходила эоловая аккумуляция. Последняя привела к формированию непрерывного и субмеридиального берегового донного вала. Лишь мористее Руцавской косы берега Bgl IIIa этот донный вал замещается широкой береговой аккумулятивной террасой (см. рис. 1.25, 4.1).

Разделяющие заливы выступы берега (см. рис. 4.1) главным образом сложены ледниковыми отложениями – мореной, реже водноледниковыми осадками. Исключением является лишь выступ берега Зилие Калны, отделяющий Усмский залив от побережья Рижского залива. Этот выступ образуют коренные породы (песчаники и глины девона) покрытые лишь маломощной мореной последнего оледенения.

Абразия выступов берега Балтийского ледникового озера происходила в течение всех стадий и фаз развития этого бассейна. Следы сильной береговой аккумуляции мористее абразионных уступов и обрывов наблюдалось лишь в районе Руцавского выступа берега. Здесь в течение фаз Bgl IIIb и Bgl IIIc формировались довольно круп-

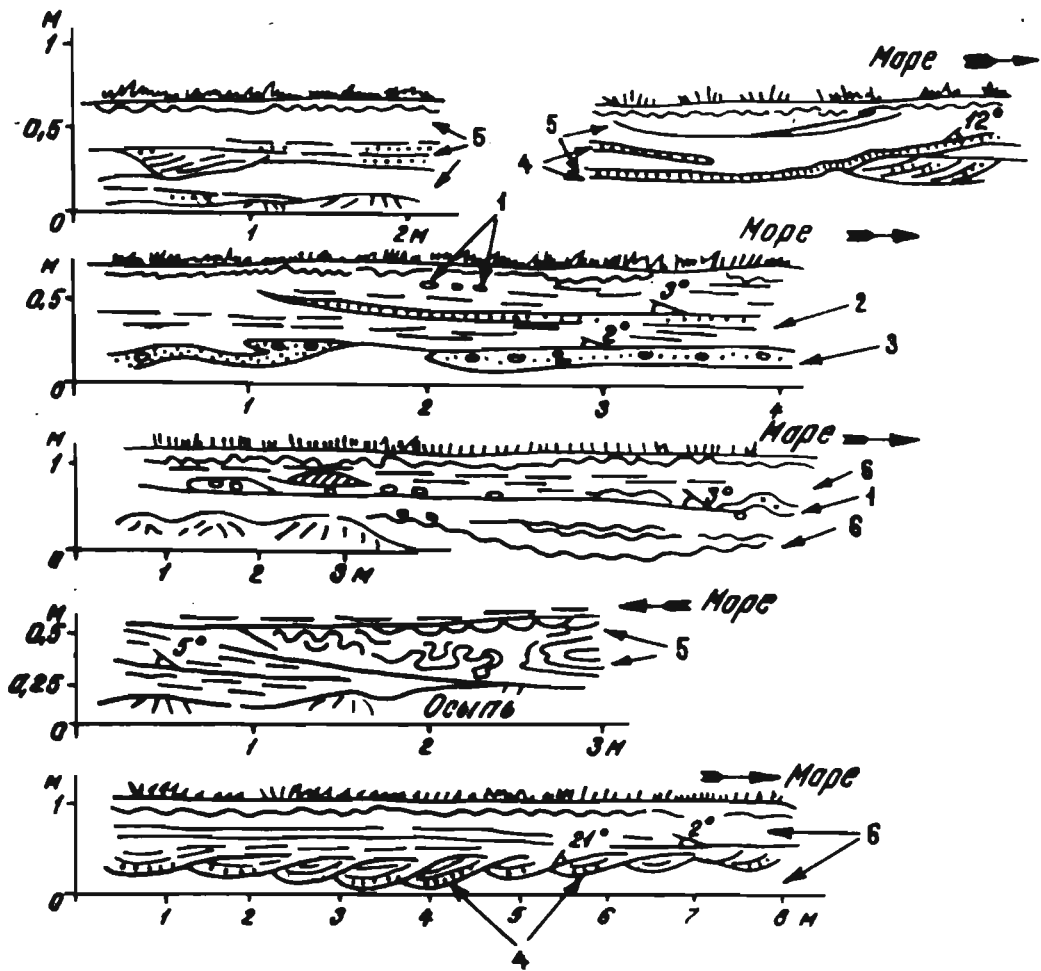


Рис. 4.8. Особенности строения отложений, развитых на абразионно-аккумулятивной равнине Балтийского ледникового озера западнее нас.п.Останьки: 1 - галька; 2 - гравий; 3 - гравий с отдельной галькой; 4 - грубозернистый песок; 5 - среднезернистый песок; 6 - мелкозернистый песок.

ные береговые аккумулятивные террасы.

Небольшие размеры кос и других береговых аккумулятивных образований по окончанию абразионных форм свидетельствуют, что определенная часть рыхлого абразионного материала по мере развития Балтийского ледникового озера была вынесена на подводный береговой склон. Значительно изогнутый в плане контур абразионных обрывов (см. рис. 4.1) в свою очередь указывает, что эти формы являются еще относительно недоразвитыми береговыми образованиями.

Принято считать, что абразионно-аккумулятивная равнина Балтийского ледникового озера представляет собой образование подводного берегового склона этого бассейна. В известной мере это правильно, но не во всех случаях. Ранее отмечалось (Вейнбергс И.Г., 1964), что перед трансгрессией Балтийского ледникового озера на месте указанной абразионно-аккумулятивной равнины уже существовала равнина, видимо, гляциального генезиса. Любопытно, что на т.н. абразионно-аккумулятивной равнине Балтийского ледникового озера покров песков, достигающий мощности первых метров, в основном, не является осадками подводного берегового склона, а пляжевыми или осадками самой верхней части береговой зоны моря. Эти наносы формировались в течение регрессии Балтийского ледникового озера (Вейнбергс И.Г., Вейнберга А.Ф., 1982). Указанные пески залегают на ледниковых отложениях или коренных породах. Местами в абразионно-аккумулятивной равнине встречаются большие или меньшие по размерам скопления валунов. Отложения трансгрессивных этапов ледникового озера сохранились лишь в глубоких понижениях поверхности коренного основания побережья (Вейнбергс И.Г. и др., 1980).

Текстуры регрессивных отложений, развитых на абразионно-аккумулятивной равнине, изображены на рисунке 4.8. Характерно, что эти отложения представлены средне и грубозернистыми песками с редкой галькой и гравием, т.е. материалом характерным пляжу и

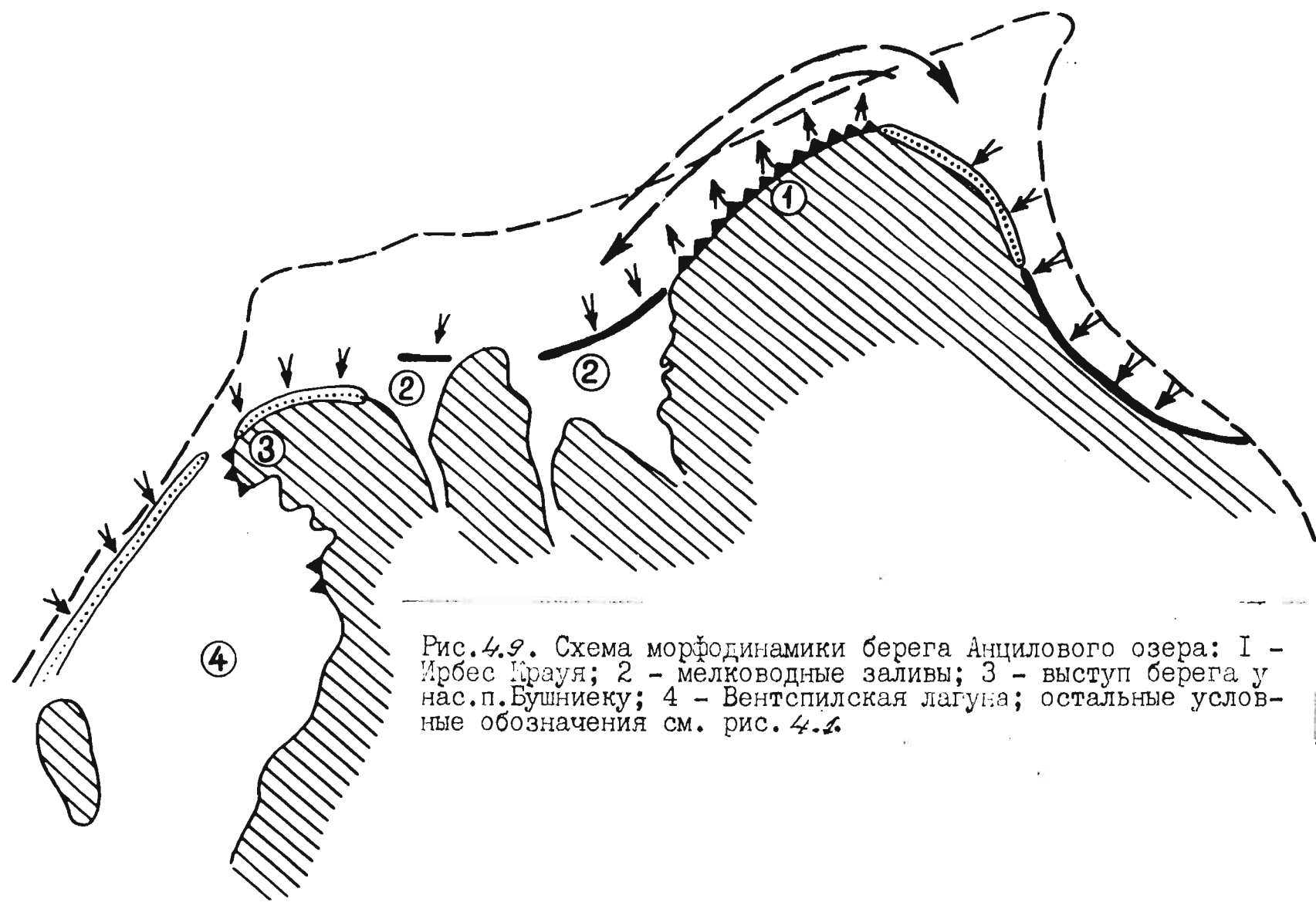


Рис. 4.9. Схема морфодинамики берега Анцилового озера: 1 - Ирбес Крауя; 2 - мелководные заливы; 3 - выступ берега у нас.п.Бушниеку; 4 - Вентспилская лагуна; остальные условные обозначения см. рис. 4.1.

верхней части береговой зоны моря. Предполагается, что полого-наклонные в сторону моря слои и серии слоев песчаного и более грубозернистого материала возникли в условиях пляжа. Пляжевыми отложениями несомненно является также часть косослоистых осадков. Остальные косослоистые наносы могли формироваться также в самой верхней части береговой зоны моря. Здесь в подводных условиях отлагались мелкозернистые пески с пологоволнистой слоистостью и возникли текстуры оплывания.

4.1.1.2. Анциловое озеро

О морфодинамике берега Анцилового озера (?) мало данных. Как отмечалось выше, в рельефе побережья анциловый берег прослеживается лишь севернее г.Вентспилс на абсолютных отметках (12-17 м) и характеризуется определенной извилистостью. Напротив нас.п. Слитере в анциловое время имела место абразия небольшого выступа берега - Ирбес Крауя, размыв которого продолжался также в начале литориновой стадии. Юго-Западнее этого района в бассейне реки Ирбе в анциловое время существовали мелководные заливы, сухопутные берега которых морфологически слабо выражены. В районе оз.Бушениеку берег Анцилового озера отмечен небольшим выступом, сложенным мореной. Западная часть Бушениекского выступа в анциловое время абрацировалась, а севернее от него материал аккумуляровался в невысокую террасу (рис. 4.9).

Южнее оз.Бушениеку в анциловое время существовала т.н.Вентспилсская древняя лагуна (Гринбергс Э.Ф., 1957), которая зарождалась уже во время Иольдиевого моря^{ж)} и продолжала развиваться

ж) Береговые образования Иольдиевого моря, возникшего в конце регрессии Балтийского ледникового озера в пределах рассматриваемого региона, в основном, известны лишь на подводном побережье (Гринбергс Э.Ф., 1957; Бергман В.С., Тимофеев И.А., 1972) и пока слабо изучены.

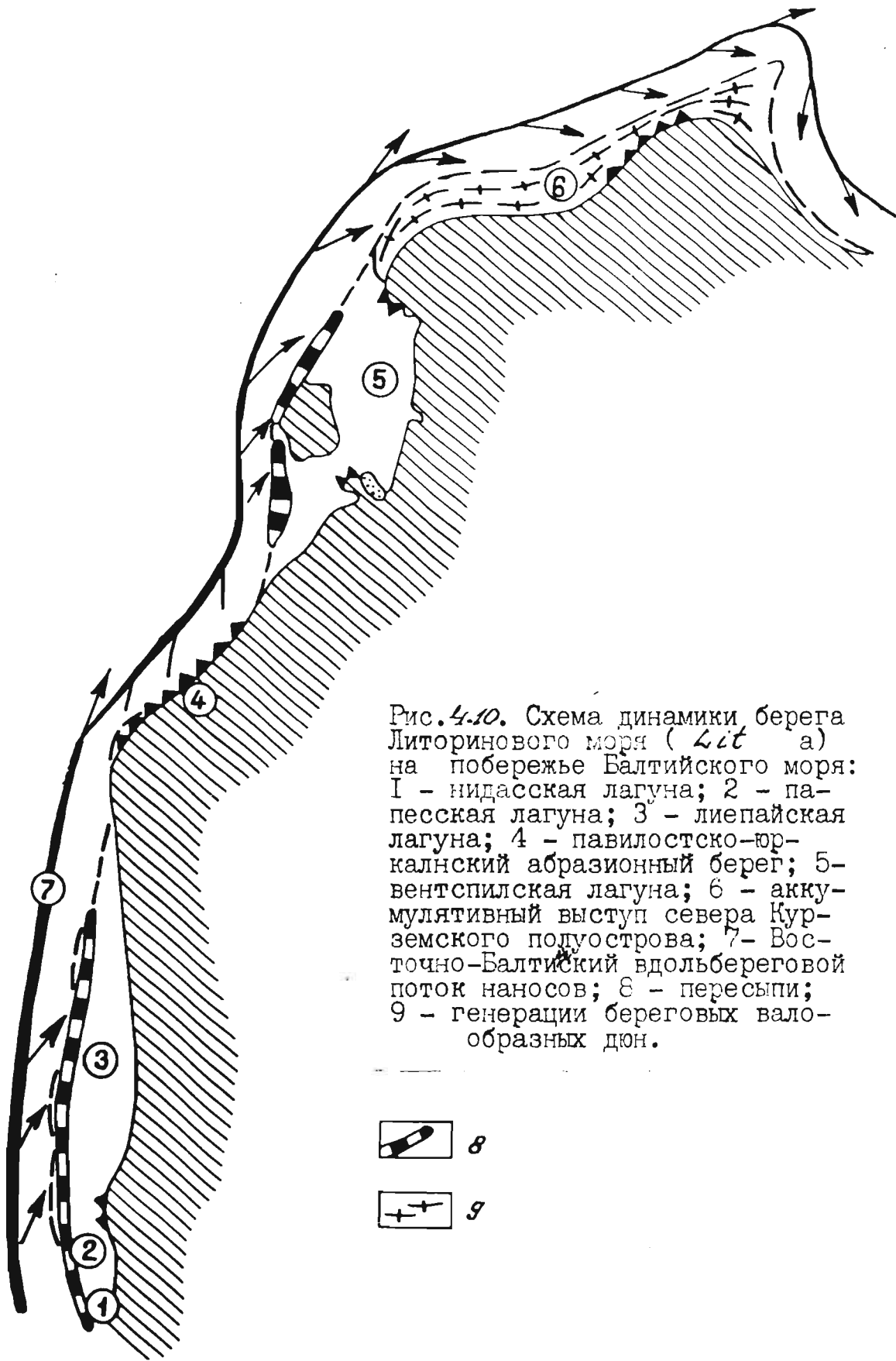


Рис. 4.10. Схема динамики берега Литоринового моря (Lit'a) на побережье Балтийского моря: 1 - нидасская лагуна; 2 - павпесская лагуна; 3 - липайская лагуна; 4 - павилостско-вр-калнский абразионный берег; 5 - вентспилская лагуна; 6 - аккумулятивный выступ севера Курземского полуострова; 7 - Восточно-Балтийский вдольбереговой поток наносов; 8 - пересыпи; 9 - генерации береговых валобразных дон.



8



9

еще во время Литоринового моря (Джиноридзе Р.Н. и др., 1967).

В условиях Анцилового озера эта лагуна отличается мелководностью. Ее осадки представлены серой глиной, которая перекрывается гиттией – образованием времени регрессии Анцилового озера. Присутствие в составе образований Анцилового озера лагунных осадков свидетельствует о том, что по мере существования этого бассейна происходил рост пересыпей и в связи с этим значительное выравнивание первично довольно расчлененного контура берега. Неисключено, что эти пересыпи во многих случаях находятся в цоколях литориновых пересыпей.

4.1.1.3. Литориновое море

Берег Литоринового моря – *Lit_a* на побережье Балтики характеризовался Нидаской, Папеской, Лиепайской и Вентспилсской лагунами, Павлоостско-Юркалнским участком абразии (?) и крупным аккумулятивным выступом вершины Курземского полуострова (рис. 410).

Согласно В.Г.Ульсту (Ulsts V., 1961), образования пересыпей лагунного берега, вызвавшее его выравнивание, в основном, происходило в начале регрессии моря в фазе *Lit_a*. Лишь самая высокоприподнятая береговая часть пересыпей отмечает уровень воды в течение максимума трансгрессии моря.

Сухопутные берега лагун из-за небольших уклонов равнины побережья морфологически выражены лишь небольшими переломами в местности. Исключением является берег Папеской лагуны и некоторые обрезки берега Вентспилсской лагуны, где наблюдаются абразионные уступы высотой первых метров. В Вентспилсской лагуне известны также аккумулятивные террасы Литоринового моря.

Павлоостско-Юркалнский участок абразии берега Литоринового моря выделяется условно – в результате анализа уклонов поверхности прилегающего побережья. Следы литориновой абразии, в основном,

уничтожены размывом берега современной стадии. Они сохранились только в районе пос.Павилоста в виде абразионного уступа высотой первых метров.

Аккумулятивный выступ вершины Курземского полуострова длиной до 60 км и шириной до 10-12 км, обычно считался образованием фазы *Lit_a*. Однако согласно новейших исследований Е.Д.Булгаковой (устное сообщение) этот аккумулятивный выступ представлен шестью генерациями береговых валов, береговых валообразных дюн и дюнных валов. Три более древних из них относятся к образованиям фазы *Lit_a*, а три более молодых к береговым формам фазы *Lit_b*.

Анализ геоморфологических особенностей и взаимоотношений береговых образований Литоринового моря указывает, что возникновение этих образований на побережье Балтики в значительной мере зависило от геологической деятельности т.н.Восточно-Балтийского вдольберегового потока наносов. Этот поток наносов, также как и в настоящее время, (Кнапс Р.Я., 1966) начинался с участков абразии на севере Самбийского полуострова. Миновав Куршскую косу и литовское побережье, он распространялся на север в пределы латвийского побережья. Во время фазы *Lit_a* Восточно-Балтийский поток наносов, огибая вершину Курземского полуострова, устремился на западное побережье Рижского залива вплоть до района его вершины (Ульст В.Г., 1957). Об этом ясно свидетельствуют массовые находки в отложениях фазы *Lit_a* зерен янтаря и глауконита, которые в коренном залегании на побережье известны лишь на Самбийском полуострове.

Консолидация Восточно-Балтийского потока наносов в прибрежной зоне бассейна *Lit_a* происходила постепенно, по мере роста пересыпей вышеуказанных лагун и других береговых аккумулятивных образований. Например, совместная пересыпь Нидасской, Палесской и Лиепайской лагун местами состоит из кос, которые постепенно

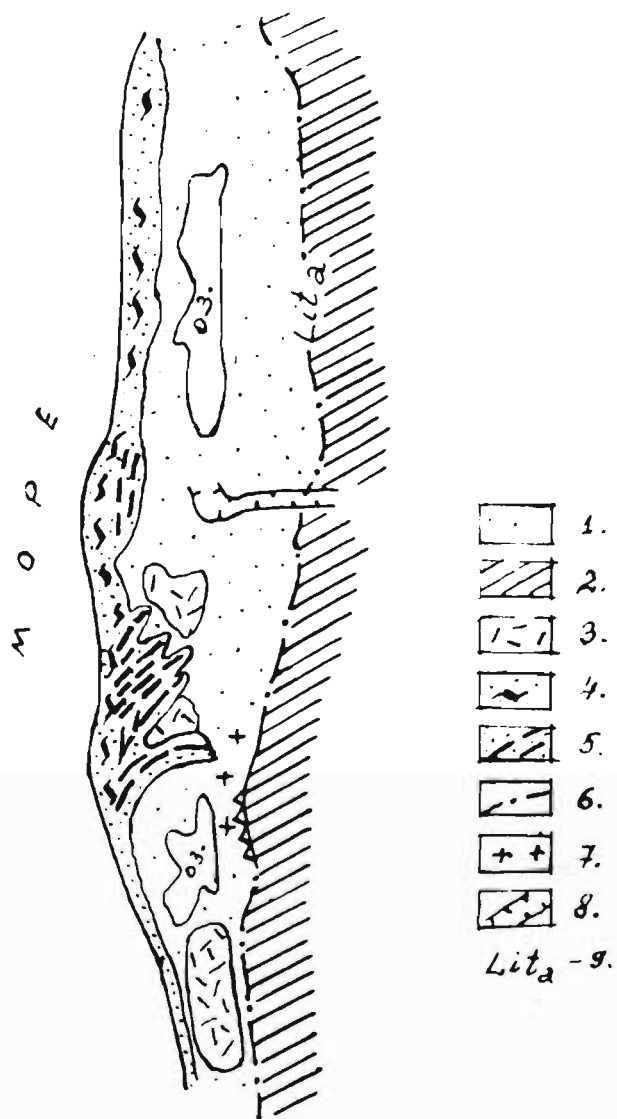


Рис. 4.11. Литориновая пересыпь Нидаской, Папеской и Лиепайской лагун, латвийское побережье: 1 - равнина лагун; 2 - прилегающая суша; 3 - болота; 4 - береговые эоловые образования; 5 - береговые валы и береговые валообразные дюны; 6 - берег слабо выраженный в рельефе; 7 - скопления валунов; 8 - речные долины; 9 - индекс береговой линии Литоринового моря.

росли в направлении с юга на север (рис. 4.11). Ясно, что район отмеченных лагун Восточно-Балтийский поток наносов мог миновать только после образования их общей пересыши.

Во время фазы *Lit₅* Восточно-Балтийский поток наносов распространялся лишь до района м.Колка. Валообразные дны бассейна *Lit₅* срезают береговые образования *Lit₂*, обрисовывая контур современного м.Колка, где, как известно, в настоящее время кончается Восточно-Балтийский поток наносов.

Согласно В.Г.Ульсту (Ulsta V., 1961) отмеченное вдольбереговое перемещение наносов во многих местах осложнялось поперечным перемещением материала, связанное с выработыванием профиля подводного берегового склона. Этот процесс, по-видимому, наиболее сильно происходил в течение первых этапов развития береговой зоны Литоринового моря.

4.1.2. Латвийское побережье Рижского залива

Латвийское побережье Рижского залива возникло в гляцидепрессии одноименного ледникового языка и характеризуется шириной от несколько до 45 км. Также как побережье Балтийского моря, побережье Рижского залива характеризуется береговыми образованиями Балтийского ледникового озера, Анцилового озера (?) и Литоринового моря, которые имеют наклон в направлении с северо-запада на юго-восток.

4.1.2.1. Балтийское ледниковое озеро

Береговые линии Балтийского ледникового озера на севере Курземского (западного) побережья имеют абсолютные отметки 50-35 м (нас.п.Видале). На севере же Видземского (восточного) побережья они всего 32-25 м, а на юге побережья у нас.п.Залите береговые линии Балтийского ледникового озера располагаются 9-5 м

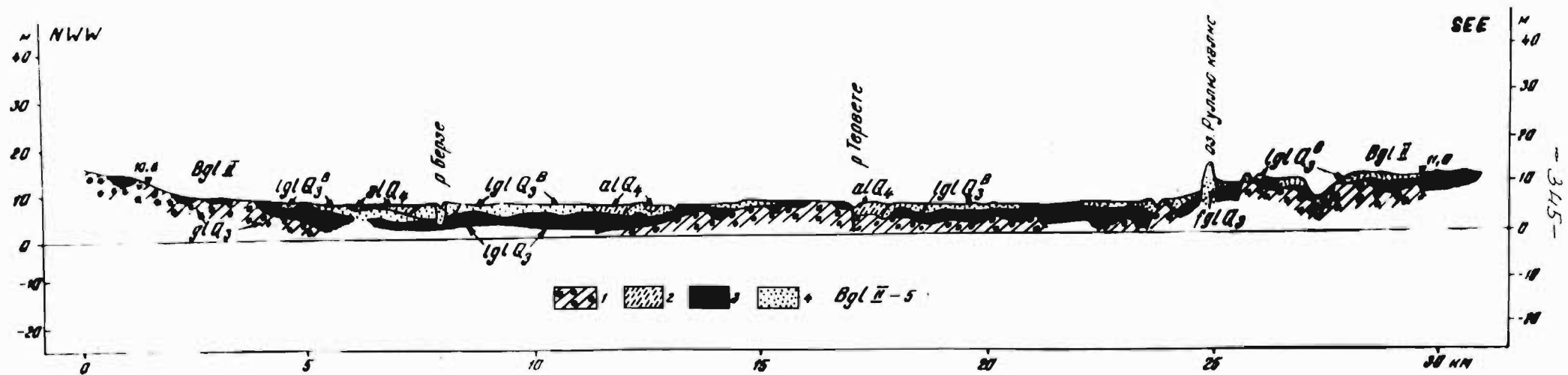


Рис. 4.12. Широтный разрез Елгавского залива Балтийского ледникового озера. I - морена последнего ледникового покрова; 2 - аллювиальная супесь; 3 - глинистые отложения Земгальского приледникового бассейна; 4 - песчанистые отложения Елгавского залива; 5 - индексы береговых линий Балтийского ледникового озера.

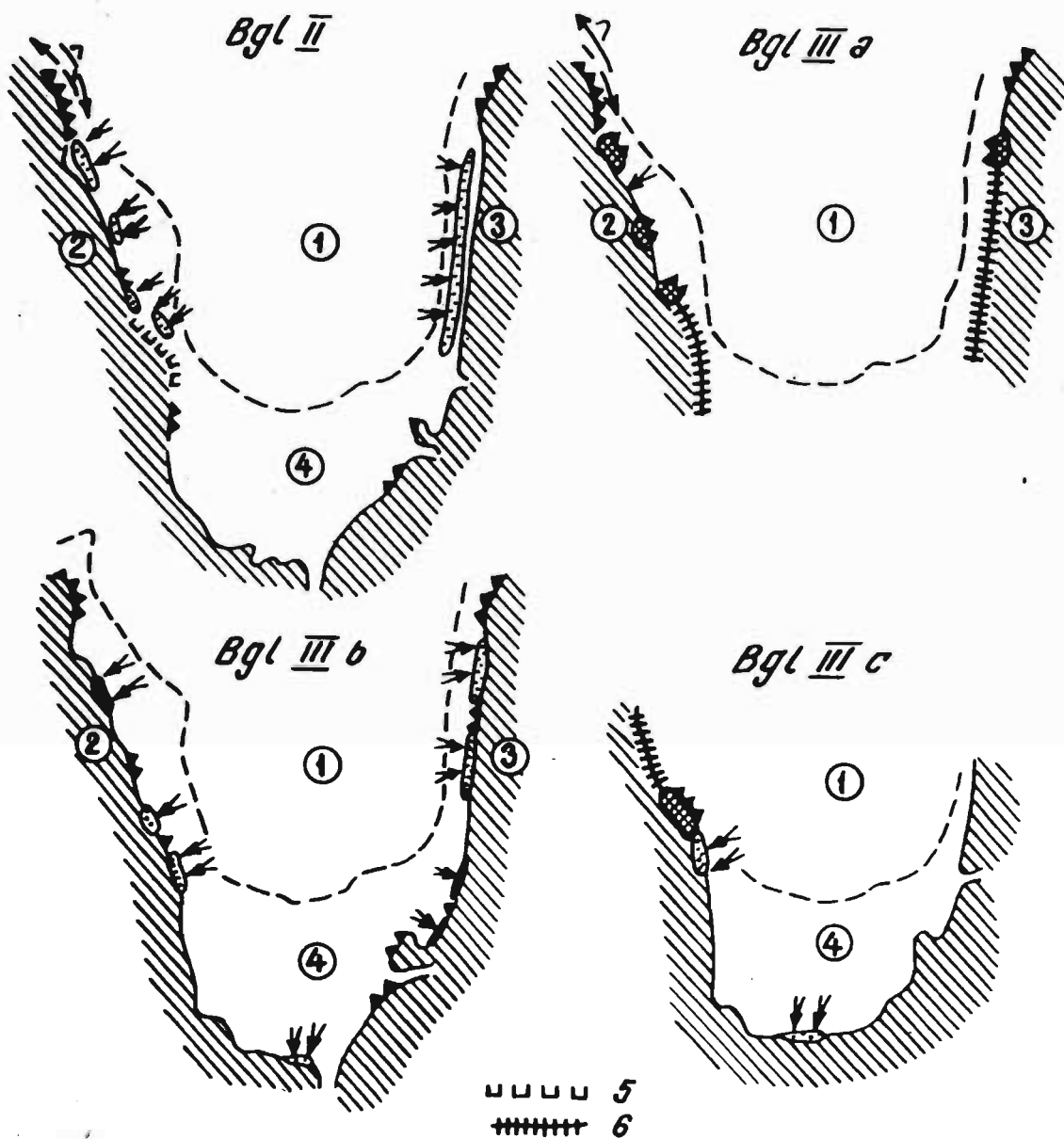


Рис. 4.13. Схемы динамики берегов Балтийского ледникового озера на побережьях Рижского залива: 1 - Рижский залив; 2 - Курземское побережье; 3 - Видземское побережье; 4 - Елгавский залив; 5 - термоабразионный берег; 6 - участки берега удаленные последующих бассейнов. Остальные условные обозначения см. рис. 4.3.

над уровнем моря.

На Курземском побережье Рижского залива берег Балтийского ледникового озера характеризовался сравнительно выровненным контуром. Лишь во время стадий *Bgl I* и *Bgl II* в районе нас.п.Тингере имел место небольшой залив, который уже во время стадии *Bgl III* начал отмежовываться от моря т.н. Лубеским баром. Возле нас.п. Дурсупе во время стадии *Bgl III* также существовал мелководный залив.

В районе вершины Рижского залива, где побережье резко расширяется, над ленточными глинами Земгальского лимногляциального бассейна встречаются пески крупного, мелководного Елгавского залива Балтийского ледникового озера (рис. 4.12). Берега этого залива в основном слабо выражены в рельефе.

На Видземском побережье Рижского залива сколько-нибудь значительных бухт Балтийского ледникового озера не констатировано. Его берега, также как и современный берег Рижского залива, в целом вытянуты субмеридионально.

Как видно по рисунку 4.13, как на Курземском, так и на Видземском побережьях Рижского залива перемещение наносов в береговой зоне моря было поперечным береговой черте. Наиболее интенсивно это происходило в стадии *Bgl III*, когда формировался ряд баров и аккумулятивных террас. Вдольбереговое перемещение наносов проявилось лишь на небольших участках Курземского побережья и было связано с формированием мелких кос. Развитие абразионных участков берега лишь на отдельных местах побережья (в основном во время бассейна *Bgl III a*) позволяет полагать, что основным источником материала вышеуказанных береговых аккумулятивных форм явились отложения подводного берегового склона.

Елгавский залив, отличающийся очень небольшими уклонами подводного берегового склона, характеризовался берегами, которые в рельефе выражены слабыми переломами местности. Лишь местами,

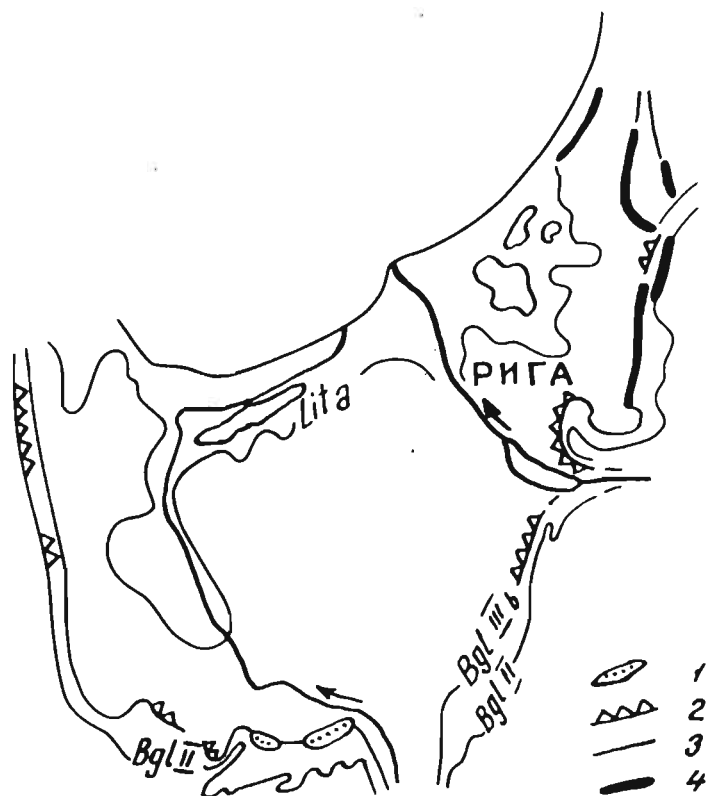


Рис. 4.14. Схема Елгавского залива Балтийского ледникового озера.

1 – береговые валы; 2 – абразионные уступы;
3 – берег слабо выраженный в рельефе; 4 –
береговые дюны.

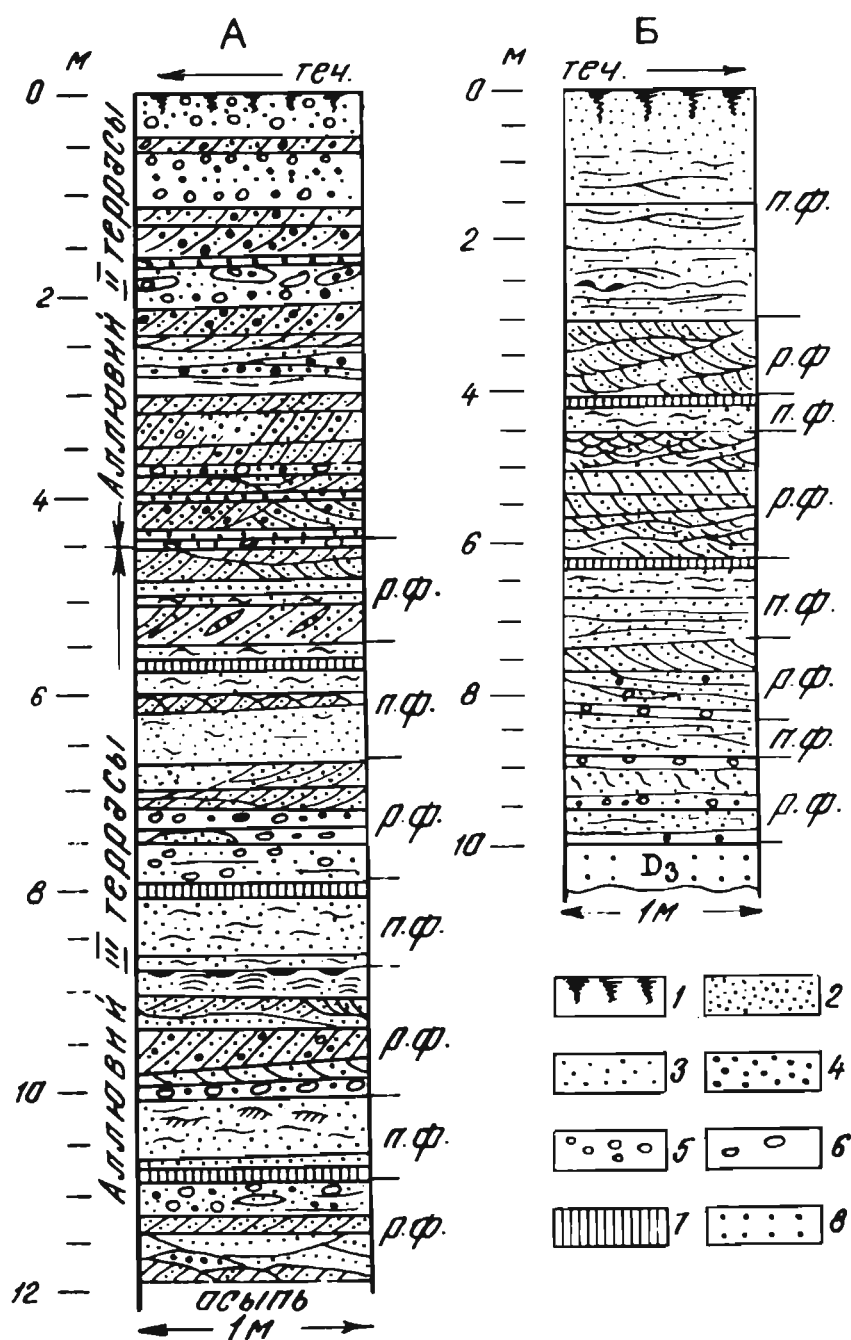


Рис. 4.15. А - разрез второй надпойменной террасы долины р. Гауя в районе устья р. Амата. Б - Разрез аллювия третьей надпойменной террасы у хут. Гауяличи (Аболтыньш О.П., 1971).

1 - почвенно-растительный слой; 2 - песок тонкозернистый; 3 - песок мелкозернистый; 4 - песок средне- и крупнозернистый; 5 - галька; 6 - валуны и крупная галька; 7 - алевриты; 8 - песчаники; р.ф. - русловая фация; п.ф. - пойменная фация.

например, в районе пос. Саласпилс, берега Балтийского ледникового озера в рельефе представлены невысокими абразионными уступами. На некоторых участках побережья берега указанного бассейна выражены мелкими аккумулятивными террасами и береговыми дюнными валами (рис. 4.14).

Мелководность Елгавского залива определяла многократную трансформацию волн в береговой зоне моря, и к береговой черте они подходили в значительной мере ослабленными. К району Елгавского залива открывались устья рек Гауя, Даугава и Лиелупе, которые в различной мере определяли образование рыхлых песчаных отложений этого залива.

Согласно О.П.Аболтыньшу (1971) во время трансгрессивной стадии *Bgl I* основная масса аллювиального материала р. Гауя накапливалась в ее долине. Терраса IV, в низовьях увязывающаяся с берегом *Bgl II*, до г. Валмиера (длиной около 110 км) образована констративной аллювиальной свитой мощностью до 14–16 м (рис. 4.15). В долине р. Даугава соответствующая по возрасту берегу *Bgl II* речная терраса \bar{V} в свою очередь, характеризуется увеличением мощности руслового аллювия (Эберхардс Г.Я., 1972). Усиленный вынос в Елгавский бассейн аллювиального материала реками Гауя и Даугава главным образом происходил во время регрессивной стадии *Bgl III*. Соответствующие берегам этой стадии террасы рек Гауя и Даугава сложены аллювиальными свитами меньшей мощности.

По данным исследования песков Балтийского ледникового озера, обнажающихся в верхних частях стенок карьеров лимногляциальных глин окрестностей г. Елгава, еще В.Г.Ульстом и Л.Э.Берзинь (1962) было установлено, что вынос материала по р. Лиелупе в основном происходил в стадии *Bgl II*. В бассейны стадии *Bgl III* по р. Лиелупе приносилось меньшее количество песка.

Песчаные отложения Балтийского ледникового озера, по нашим

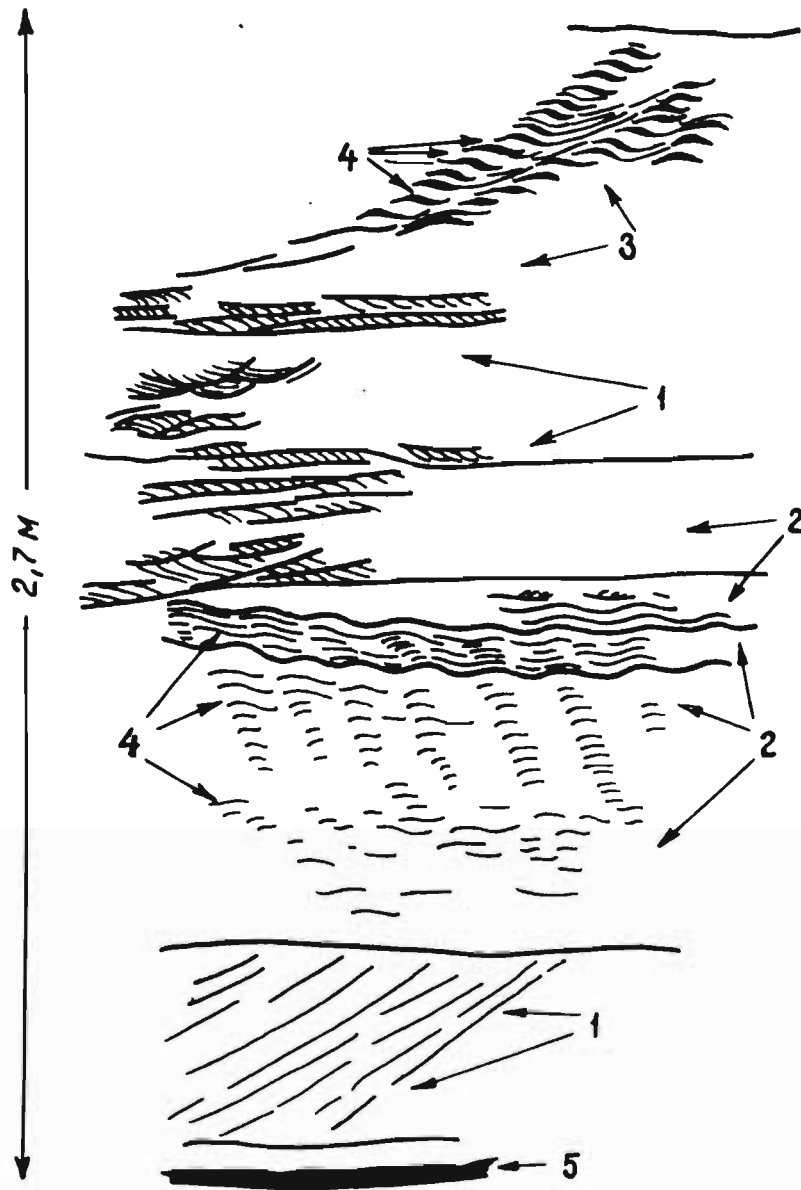


Рис. 4.16. Отложения Балтийского ледникового озера у пос. Озолниеки.

1 - песок тонкозернистый; 2 - песок тонкозернистый и грубозернистый алеврит; 3 - грубый алеврит; 4 - слоистость подчеркнутая органикой; 5 - ленточная глина.

исследованиям, в районе г.Елгава в основном характеризуются мелкой рябью течения и пологоволнистой слоистостью. Диагональная косая слоистость обычно приурочена к основанию осадочных толщ (рис. 4.16). Косая слоистость обычно обращена на северо-запад, т.е. в направлении течения р.Лиелупе.

4.1.2.2. Анцилово озеро

На северо-западном побережье Рижского залива выделяются береговые образования Анцилового озера (?), в основном как результат небольшой эоловой аккумуляции. От района Ирбес Крауя до пос. Роя берег Анцилового озера маркирует высокий донный вал северо-западной - юго-восточной ориентации. Южнее пос. Роя этот вал уничтожен волновой деятельностью Литоринового моря.

4.1.2.3. Литориновое море

Берег *Littorina* Литоринового моря на побережье Рижского залива характеризовался рядом лагун. Они занимали значительную часть Курземского побережья и побережья вершины Рижского залива. Наиболее полно морфодинамика этих берегов была рассмотрена В.Г. Ульстом (1957; Ulsts V., 1961) и Э.Ф.Гринбергсом (1957). Согласно В.Г.Ульсту во всех нивелировочных профилях литориновых пересыпей наблюдается понижение оснований береговых валов и валообразных дон в направлении к морю. Это свидетельствует о том, что указанные аккумулятивные формы образовались при постоянном понижении уровня моря со скоростью несколько миллиметров в год. Береговые валы и береговые валообразные дюны на пересыпях образуют генерации, которые друг от друга отделяют низкие уступы размыва, образование которых связано с этапами дефицита вдольбереговых потоков наносов.

В образовании лагунных берегов Курземского побережья вер-

шины Рижского залива до устья р. Лиелупе на востоке действительно значительно влиял Восточно-Балтийский поток наносов. Согласно вышерассмотренному, этот поток наносов, огибая вершину Курземского полуострова, устремлялся на западное побережье Рижского залива и доходил до его вершины. Кроме морфологии берега на это указывают также распространение янтаря в литориновых отложениях возле оз. Энгурес, в пос. Мерсрагс, в окрестностях г. Слока, в лагуне оз. Бабите и в других местах.

Такие данные как, например, очень небольшое количество наносов на современном береговом склоне и появление здесь скоплений валунов, позволяют полагать, что в литориновое время на формирование береговых образований известное влияние оказывал также материал, образовавшийся при выработывании поперечного профиля подводного берегового склона. В виду этого пересыпи Литоринового моря в основном состоят из береговых валов и валообразных дон, которые субпараллельны длинной оси пересыпей.

Лишь пересыпь Рижского Взморья формировалась как коса, путем постепенного выдвигания ее восточного конца. Об этом свидетельствует регулярное, веерообразное отклонение восточных дистальных концов береговых валов и валообразных дон в сторону суши.

Реки Лиелупе, Даугава и Гауя по В.Г. Ульсту (1957), во время существования Литоринового моря, в основном выносили алевритовые и глинистые частицы, которые отлагались в лагунах и эстуарии района низовий рр. Даугава и Гауя.

По мнению В.Г. Ульста (Ulsts v. 1961), на восточном побережье Рижского залива в литориновое время существовали два вдольбереговых потока наносов. Один из них устремлялся с района пос. Туя к вершине Рижского залива. Другой направлялся с окрестностей пос. Туя к Пярнускому заливу (Эстонская ССР). Образованиями указанных потоков наносов, комбинированных с поперечным пере-

мещением наносов в береговой зоне моря, являются песчаные береговые аккумулятивные террасы, например, между пос. Кирбижи и г. Айнажи.

Береговые образования фазы *Lit 6* на побережье Рижского залива известны лишь в районе м. Колка. На характеристике их морфодинамики мы остановились выше.

4.1.3. Побережье Эстонии

Несмотря на известные работы по особенностям распространения, стратиграфии древних береговых образований и особенностям их поздне- и послеледникового поднятия (Ряста Х., 1957; Кессел Х.Я. 1961; Кессел Х.Я., Пуннинг Я.-М. 1969; Кессел Х.Я., Раукас А.В. 1967; Kessel H., Raukas A., 1979 и др.), с точки зрения морфодинамики эстонские берега изучены слабее, нежели, например, древние берега Латвии.

Определенные данные по морфодинамике и строению древних береговых образований Эстонии (в основном аккумулятивных) обобщены в небольшой статье А.В.Раукас, Х.Я.Кессел и Г.Ю.Эльтерманна (1965). Этими исследователями изучались береговые аккумулятивные формы Балтийского ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового моря, Литоринового и Лимниевского морей.

Сообщается, что условия образования прибрежно-морских отложений и береговых форм во время древних стадий Балтики мало отличались от современных (Орвику К.К. 1974 и др.). Из-за небольших уклонов морского дна, древние береговые зоны характеризовались отмелостью. Они отличались умеренно расчлененными бухтовыми берегами, predetermined рельефом поверхности коренных пород (древний рельеф по Раукас А.В. и др.; 1965) и ледниковым рельефом. Обрывистые берега были приурочены к Северо-Эстонскому глинту, цокольным (пластовым) возвышенностям, а также в пределах распространения краевых образований.

По мнению А.В.Раукас и др. (1965) вдольбереговые потоки наносов в условиях древних морских бассейнов Эстонии отличались небольшой длиной. Это определялось расчлененным характером берега и большим количеством островов. Источниками материала береговых аккумулятивных форм служили местные породы. Наиболее четко в рельефе побережья, согласно Раукас А.В. и др. (1965), выражены береговые образования, возникшие во время трансгрессий (фазы B_3 , A_1 , L_I , L_{II}).

Отмечается, что древние аккумулятивные террасы, косы, бары на эстонском побережье распространены весьма широко, переймы и петлевидные косы — очень редко. Кроме того на побережье наблюдаются древние навалочки, стрелки, петлевидные косы, пересыпи, береговые бары и аккумулятивные острова.

Аккумулятивные террасы эстонского побережья считаются образованиями различного генезиса. Одна группа этих форм встречена у ровных или выступающих участков берега и формировалась как в условиях донного, так и в условиях вдольберегового питания наносов. Другая группа аккумулятивных террас заполняет вогнутости данного контура берега, располагаясь на участках побережья между разновозрастными береговыми линиями. В строении аккумулятивных террас выделяются, естественно, осадки их подводного генезиса, которые перекрываются пляжевыми и эоловыми осадками. Береговые аккумулятивные террасы, формирующиеся при длительном стационарном положении уровня моря после трансгрессий, образованы прибрежно-морскими осадками мощностью до 5–10 м.

Аккумулятивные же террасы, возникшие в течение регрессий, имеют мощность 0,3–1,0 м, лишь изредка превышающую 2 м.

В террасах преобладают песчано-алевритовые отложения. Гравий и галька в основном встречаются в районах развития карбонатных коренных пород, флювиогляциальных отложений и морены. Пля-

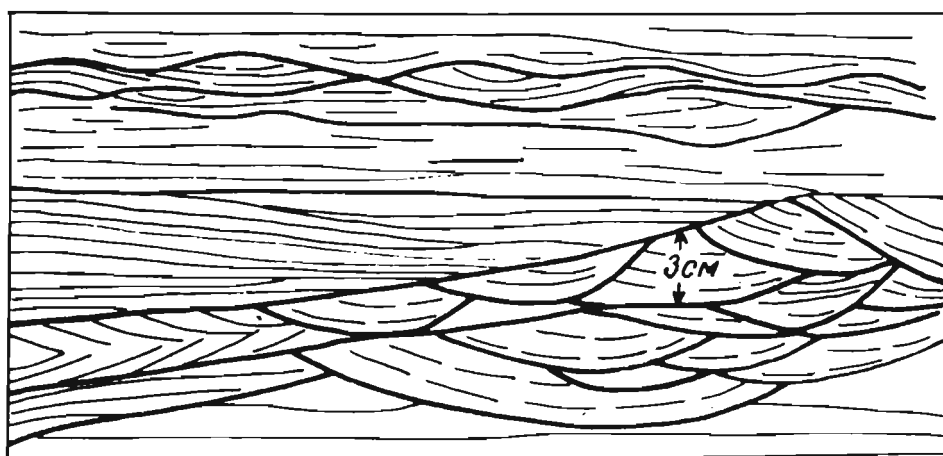


Рис. 4.17. Характер слоистости в прибрежной зоне волнений на аккумулятивной террасе у нас. п. Крооди (Раукас А.В. и др., 1965).

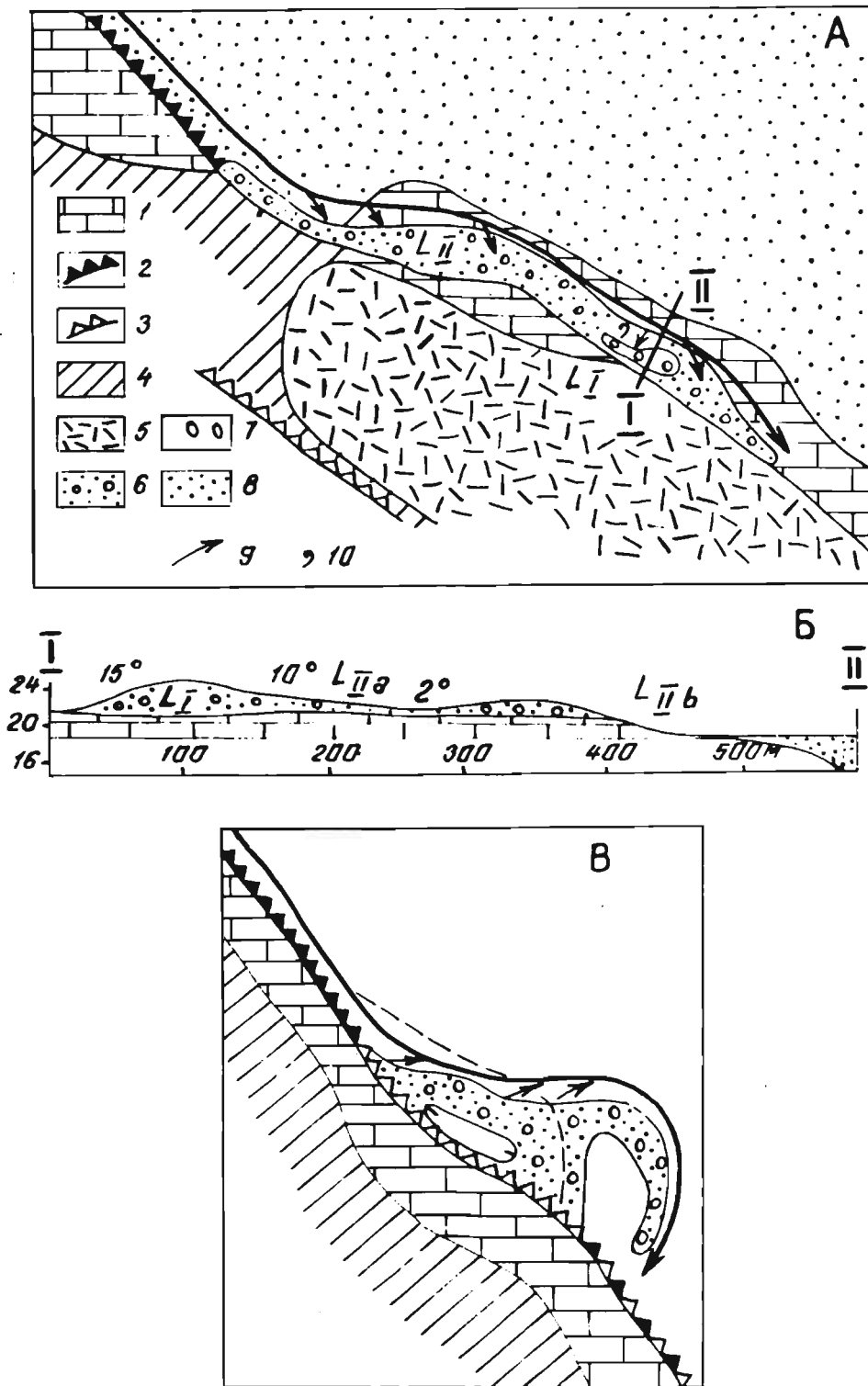


Рис. 4.18. А - Коса в Вяэна; Б - поперечный профиль Вяэнской косы; В - петлевидная коса в Михили (Раукас А.В. и др., 1965).
I - коренные породы; 2 - клиф; 3 - отмерший клиф; 4 - морена; 5 - болото; 6 - щебнево-галечные отложения косы; 7 - щебнево-галечные отложения аккумулятивного острова; 9 - морские пески.

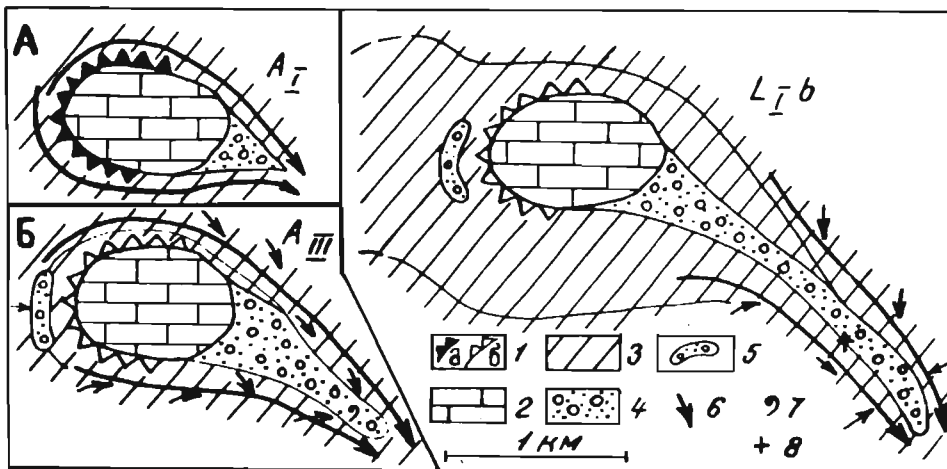


Рис. 4.19. Стрелка в Кирбля (Раукас А.В. и др., 1965).

А - расположение стрелки во время анциловой трансгрессии;
Б - расположение стрелки во время анциловой регрессии;
В - расположение стрелки во время литориновой трансгрессии.
I - клифы: а) активный, б) отмерший; 2 - коренные породы;
3 - морена; 4 - щебнево-галечные и песчаные отложения стрелки;
5 - щебнево-галечные отложения берегового вала; 6 - направления перемещения наносов; 7 - местонахождение субфоссильных моллюсков; 8 - местонахождение погребенных органических отложений.

жевые осадки имеют полого-клиновидную слоистость с уклонами 2-5° в сторону моря. Отложения же подводного генезиса характеризуются однородной горизонтальной слоистостью, реже - косою параллельной слоистостью или разновидностью волнистой и косоволнистой слоистости (рис. 4.17).

Древние береговые валы по данным А.В.Раукас и др. (1965), на побережье Эстонии, встречаются отдельно или осложняют поверхность более крупных береговых аккумулятивных форм. Отмечается, что "трансгрессивные" береговые валы отличаются большой протяженностью. Их образуют отложения значительной мощности, и они характеризуются четко выраженной морфологией.

Регрессивные береговые валы обычно прерывисты. Мощность слагающей их толщи осадков не более 1,5 м. Древние береговые валы побережья Эстонии, по мнению указанных авторов, образовались в результате выброса обломочного материала со дна, либо в результате подачи его вдоль берега, или сочетания обоих отмеченных способов. На особенностях внутреннего строения береговых валов, по А.В.Раукас и др. (1965) мы остановились выше (глава I).

Древние косы на эстонском побережье встречаются в большом количестве. Они различной формы и размеров (рис. 4.18). Установлено, что косы характерны для берегов трансгрессивных, так и регрессивных бассейнов. Косы трансгрессивных бассейнов большие по размерам и мощности слагающих их отложений. Обычно они имеют аккумулятивные цоколи, представляющие собой остатки более древних аккумулятивных форм.

С сухопутной стороны островов отмечаются береговые формы, являющиеся переходными между типичными косами и стрелками. Принципиальные особенности формирования таких форм ("стрелок") изображены на рисунке 4.19. Сообщается, что ступенчатообразный ход роста "стрелок" сопровождается также особенностями их слоисто-

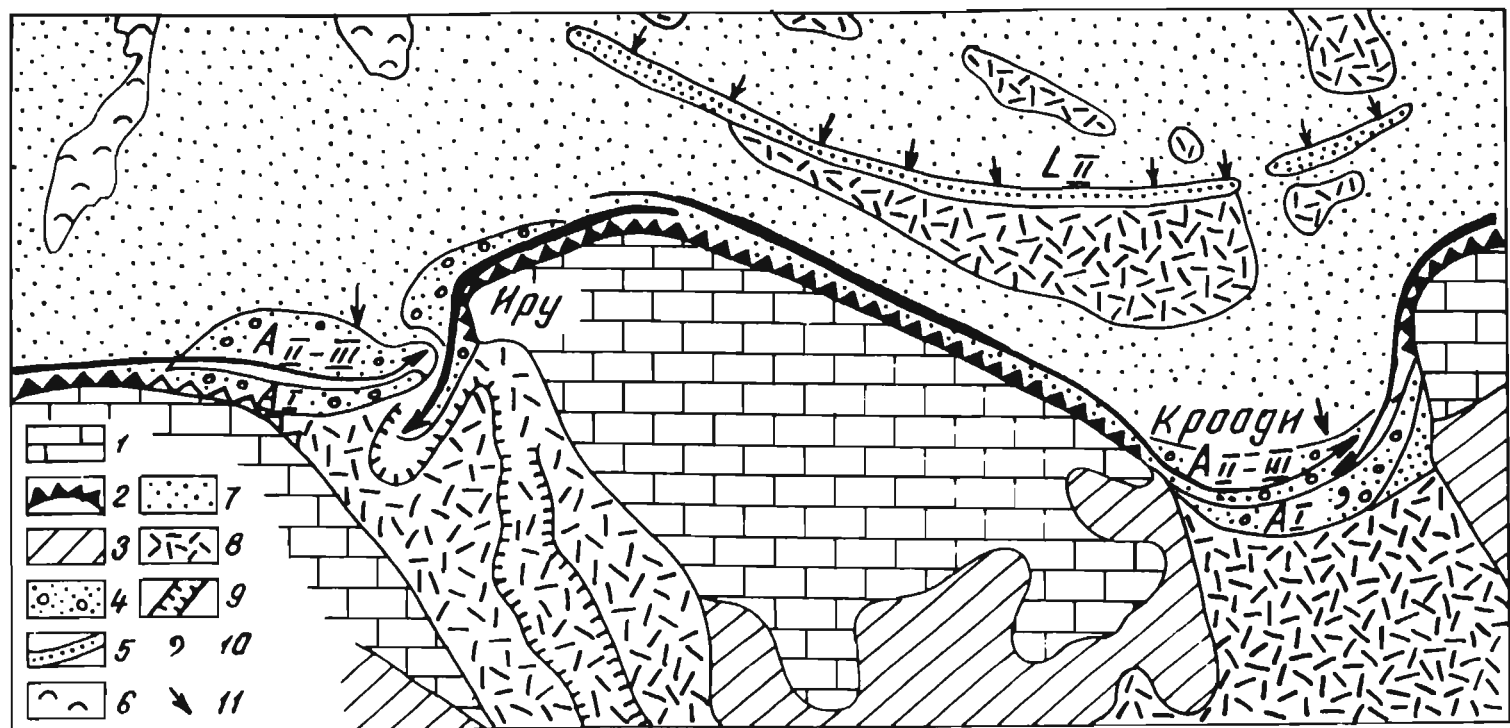


Рис. 4.20. Пересыпи Иру и Крооди. I- коренные породы; 2- клиф; 3- морена; 4- щебнево-галечные и валунные береговые отложения; 5- песчаные отложения бара; 6- дюны; 7- морские пески; 8- болотные отложения; 9- речная долина; 10- местонахождение субфоссильных моллюсков; II- направления перемещения наносов.

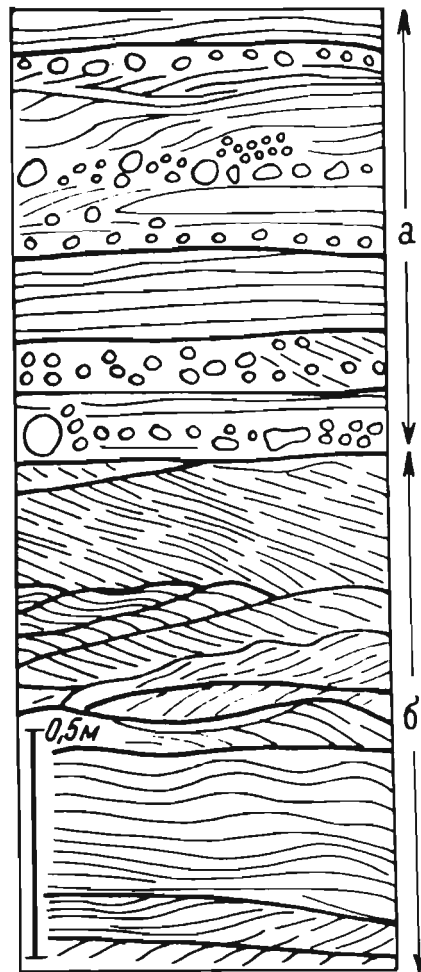


Рис. 4.21. Характер слоистости в центральной части бара в Ягала (Раукас А.В. и др., 1965).

а - супрааквальные; б - субаквальные отложения бара.

сти. "Стрелки" в основном сложены пляжевыми осадками с падением слоистости в сторону суши и в направлениях противоположных длинной оси рассматриваемых форм. Пляжевые отложения подстилаются реликтовыми осадками и отложениями прибрежной зоны волнений.

Пересыпи древних берегов побережья, по указаниям вышеупомянутых авторов, характерны для районов развития глинта в пределах Северной Эстонии. Как видно на рисунке 4.20, эстонские древние пересыпи перекрывают небольшие бухты и несколько вогнуты в средней части. В ядре пересыпей залегает песчано-гравийно-галечный конгломерат с валунами, мощностью 4-5 м. Этот материал характеризуется крупной крутой (до 40°) косой слоистостью, которая падает в направление роста пересыпей. Конгломераты перекрыты пляжевыми осадками (отложения типичные для береговых валов по А.В.Раукас и др. (1965)). Рассматриваемые пересыпи считаются типичными представителями трансгрессивных форм. С трансгрессией упомянутыми авторами связывается образование косослоистых конгломератов. Отложениями максимума трансгрессий считаются указанные пляжевые осадки.

Древние береговые бары считаются типичными трансгрессивными образованиями и приурочены к береговым линиям Литоринового моря. Возникновению баров на берегах этого бассейна способствовало наличие на подводном береговом склоне большой массы песка (затопленные зандровые и дельтовые отложения). Бары Эстонии могут достигать в длину до нескольких десятков километров и шириной всего 50-150 м. Мощность осадочной толщи баров редко превышает 3 м. По мнению О.К.Леонтьева (1961), А.В.Раукас и др. (1965) древние бары эстонского полуострова во время образования имели подводную, островную и береговую стадии.

Разрез нижней - подводной части бара, по мнению указанных исследователей, изображен в виде слоя "б" на рисунке 4.21, а

пляжевые отложения островной и береговой стадий роста бара - слоем "а".

Аккумулятивные острова древних берегов Эстонии в основном считаются образованиями, возникшими на поднятиях побережья. В отличие от баров, аккумулятивные острова в основном состоят из гравийно-галечных отложений донного происхождения. Эти острова обычно в плане почти округлые. Их склоны пологонаклонны и имеют крутизну $3-6^{\circ}$. В ядровой части осадочной толщи островов слоистость достигает $15-30^{\circ}$. На склонах островов слоистость подобно пляжевым осадкам падает ($3-8^{\circ}$) центробежно.

Аккумулятивные острова, возникшие во время трансгрессий, по мнению А.В.Раукас и др. (1965), характеризуются двухрусным строением. Считается, что в их цоколе встречаются реликтовые отложения, на которые более поздние осадки залегают с несогласием. Отмечается, что в отложениях аккумулятивных островов встречаются крупные валуны - продукты ледового выноса материала на берег.

4.2. Побережье Каспийского моря

Побережье Каспия характеризуется: спектром высоко поднятых береговых линий, спектром субгоризонтальных береговых линий и спектрами захороненных береговых образований. Спектр высоко поднятых береговых линий приурочен к Кавказскому побережью Каспийского моря. Спектр субгоризонтальных береговых линий в основном связан с северным и восточным побережьями Каспия, а спектры захороненных береговых линий с побережьями Куринской, Терско-Кумской низменностей и Юго-Западной Туркмении.

Морфодинамика древних берегов Каспийского моря наиболее полно и подробно изучена О.К.Леонтьевым и его учениками. Собранные этими авторами и П.В.Федоровым данные положены в основу настоящего раздела монографии.

4.2.1. Кавказское побережье Каспия

Морфодинамику берегов во время формирования спектра высоко поднятых террас кавказского побережья Каспия можно нарисовать лишь в самых общих чертах. Древние береговые образования, соответствующие стадиям Бакинского и Хазарского моря в основном слабо сохранились (кавказский тип сохранности; Вейнбергс, 1986). Формирование этих террас происходило на максимальных рубежах распространения моря по мере дифференцированного поднятия побережья Большого Кавказа. Это поднятие определяло то, что во время образования террас волновым процессам были подвержены крутые склоны побережья. Лишь местами, на небольших тектонически опущенных участках побережья, происходила усиленная прибрежно-морская аккумуляция.

По сообщениям О.К.Леонтьева (1961), на Кавказском побережье Каспия берег Бакинского моря характеризовался чередованием неглубоко вдающихся в сушу ингрессионных заливов и абразионных мысов. Материал в береговую зону в основном поступал по рекам. Так, например, в пределах Самуро-Дивичинской низменности берег моря окаймлялся мощными конусами выноса.

Раннехазарское море омывало подножье третичных предгорий Дагестана и Северного Азербайджана, оставив здесь после себя абразионные террасы с маломощным покровом грубообломочных отложений. Севернее Дербента и на Самурской низменности формировались аллювиальные прибрежные равнины. В окрестностях Дивичи аккумулятивный галечный берег превращался в выровненный абразионный, выработанный в песчано-глинистых дочетвертичных породах.

Береговая линия Позднехазарского моря на кавказском побережье морфологически не выражена. По наличию гальки пород Большого Кавказа в ракушечниках - конгломератах позднехазарского

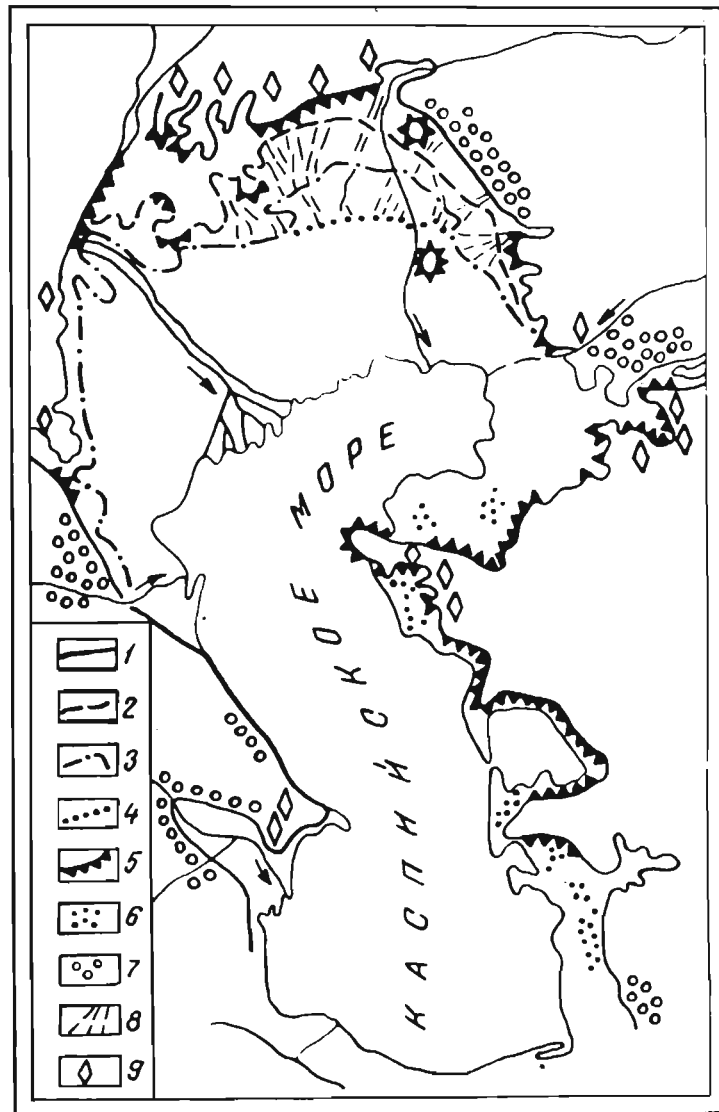


Рис. 4.22. Границы распространения раннехвалынских трансгрессий (Леонтьев О.К. и др., 1977).

1- береговая линия максимальной стадии 47-48 м; 2- береговая линия 20-22 м (буйнакской) стадии; 3- береговая линия 14-15 м (туркменской) стадии; 4- береговая линия 5-6 м стадии; 5- абразионные берега; 6- береговые аккумулятивные формы; 7- раннехвалынские дельты и прибрежные аллювиальные равнины; 8- "врезанные" дельты; 9- рясовые берега.

возраста на Апшеронском полуострове можно предполагать, что в это время берег моря был в такой мере выровненным, что характеризовался потоком наносов, направляющимся с севера на юг.

4.2.2. Северное и Восточное побережье Каспия

Северное и Восточное побережья Каспия характеризуются преобладанием субгоризонтальных древних береговых линий. Они представлены надводными, затопленными и захороненными береговыми формами, возникшими как во время трансгрессий, так и в течение регрессий моря. Наиболее хорошо известны береговые образования Хвалынского и Новокаспийского морей.

Как видно на рис. 4.22, максимальный берег Хвалынского моря на северном и восточном побережьях Каспия характеризовался преобладающим развитием абразионных процессов. На севере моря на многих участках хвалынский берег имел рiasовый характер или был более или менее выровненным. Лишь восточнее и юго-восточнее р.Урал и на некоторых других участках раннехвалынский берег проходил по прибрежной аккумулятивной равнине.

На восточном побережье максимальный хвалынский берег был более расчлененный. Крупные его выступы были образованы поднятиями рельефа полуостровов Тюбкараган и Красноводск, Кендерли - Каясанского плато и другие (см. рис. 4.22). Местами эти выступы осложнялись более мелкими неровностями контура берега. Можно предполагать, что береговые откосы Раннехвалынского моря на востоке Каспия имели значительные уклоны, и основная масса образовавшегося при абразии материала пошла на формирование подводной аккумулятивной террасы абразионных берегов. Надводные береговые аккумулятивные формы, в основном бары, образовались лишь на отдельных сравнительно отмельных участках раннехвалынского побережья.

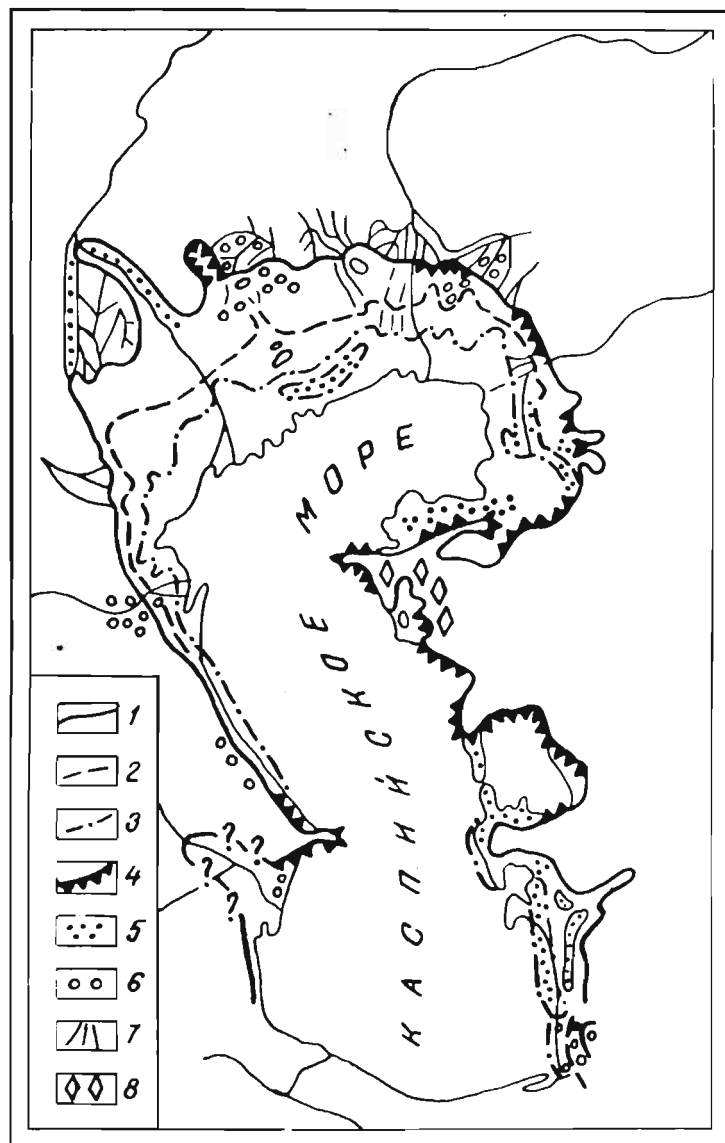


Рис. 4.23. Границы распространения позднехвалынской трансгрессии (Леонтьев О.К. и др., 1977).

1 - береговая линия максимальной стадии 0-2 м; 2 - береговая линия сартасской стадии -10, -12 м; 3 - береговая линия на абс. высотах -16 м, -17 м; 4 - абразионные берега; 5 - береговые аккумулятивные формы; 6 - позднехвалыньские дельты и прибрежные аккумулятивные равнины; 7 - "врезанные" дельты; 8 - риасовые берега.

Берега регрессивного этапа Раннехвалынского моря на Северном Прикаспии в рельефе довольно четко выражены. Здесь они связаны с древними участками рек Ащеузек, Б. и М. Узень, Урал и Уил. На восточном побережье Каспия эти береговые линии выражены цокольными (абразионно-аккумулятивными) террасами. В Западной Туркмении продолжалось формирование аккумулятивных образований типа береговых баров.

Максимальный берег позднехвалынской трансгрессии довольно расчленен. На севере Каспия в результате подтопления эолового рельефа образовался берег аральского типа. Другим важным элементом этого берега явились многочисленные дельты. На большей части восточного побережья преобладали абразионные берега. Лишь на севере полуострова Бузачи, на западной части Краснодарского полуострова и на Западно-Ту^{рк}менском побережье формировались береговые и островные бары.

Стадиальные береговые линии Позднехвалынского бассейна характеризуются широким развитием аккумулятивных форм и общим выравниванием контура берега. Так, например, во время одной из стадий между Волгой и р. Уралом формировался громадный бар (рис. 4.23). На восточном побережье Каспия возник ряд крупных береговых аккумулятивных форм поперечного питания. В то же самое время на многих участках абразия продолжалась.

Максимальный берег новокаспийской трансгрессии отличался сложными очертаниями, частым и резким чередованием участков абразии и аккумуляции. На севере моря образовались берега аральского типа. Аккумулятивные берега здесь в основном формировались за счет материала, поставляемого в береговую зону реками. На восточном побережье Каспия широко были развиты абразионные берега. Наносы, возникшие при абразии берега и при размыве отложений подводного берегового склона, сформировали целый ряд

береговых аккумулятивных форм.

Понижения уровня моря при регрессии Новокаспийского моря усилило процессы береговой аккумуляции и привело к выравниванию контура берега. Возникли потоки наносов, свойственные современному Каспию.

4.3. Побережье Аральского моря

Побережье Аральского моря характеризуется спектром субгоризонтальных береговых линий и образовалось в результате трансгрессии Древнеаральского моря и во время новоаральской стадии.

По особенностям морфодинамики современного берега побережье Арала подразделяется на Северную, Сырдарьинскую, Юго-Восточную, Амударьинскую и Западную области (Льмарев, 1967; Вейнбергс и др., 1972; Вейнбергс, 1976, б). Подробнее остановимся на характеристике Северной области побережья, являющейся наиболее изученной.

Эта область побережья характеризуется т.н. "лопастным контуром" современной береговой линии (Зенкович, 1962). Основным его признаком является неправильность очертаний как отдельных акваторий, так и разделяющих их полуостровов, мысов и островов. В ней существуют достаточно обширные различно ориентированные акватории, в которых возникают местные системы волн, совершенно не связанные с волнением открытого моря.

Согласно М.А.Розенблатсу (1976) впадины акваторий Северного Арала в основном имеют тектоническую природу (приурочены к синклинальным структурам). Однако по нашему мнению нельзя отрицать в их образовании значительной роли дефляционных процессов. Полуострова, мысы и острова в основном сложены глинами, песчаниками, реже известняками, имеющими палеогеновый, местами меловой возраст. Они образуют останцово-денудационную равнину Северного Приаралья. Лишь в двух местах - в районе полуострова Куланды и

нас.п. Агиспе к морю подходят песчаные эоловые гряды: Большие и малые Барсуки. Эти гряды продолжаютя также на дне моря в виде т.н. Куландинского и Кокаральского крупных аккумулятивных тел, которые раньше нами считались исключительно волновыми образованиями (Вейнбергс И.Г. и др. 1972). Современный берег моря на многих участках Северного побережья образуют высокие обрывы коренных пород, которые продолжаютя также ниже уровня моря и в надводной части осложнены оползнями. На других участках побережья подводный береговой склон имеет меньшие уклоны, но и в этом случае современный берег моря здесь часто приглубый.

Затопленные береговые линии Таранглыкской (*На I*), Куландинской (*На II*) и Шомышкольской (*На III*) стадий развития моря, располагавшиеся на абсолютных отметках соответственно 35,5-36,0, 40,0-41,0 и 43,0-44,5 м, имеют сложные контуры, определяемые неровностями затопленного морем расчлененного рельефа. Судя по тому, что в составе затопленных береговых образований в основном наблюдаются небольшие по размерам песчаные бары, надо полагать, что в течение ранних и средних этапов древнеаральской трансгрессии на севере Арала в основном происходил некоторый выброс песчаного материала на берег. Источниками песчаных наносов, видимо, явились продукты размыва коренных пород и затопленных эоловых отложений. О донном питании этих баров свидетельствует обильное присутствие в их материале ракушки *Cardium edule*.

Берег максимального уровня Древнеаральского моря (абс. отметки 56-57 м), также как и современный, характеризовался "лопастным контуром", но отличался еще большей изрезанностью. Его динамике было свойственно как поперечное, так и вдольбереговое перемещение наносов.

Высокие абразионные обрывы, выработанные в коренных породах, кроме мысов, развиты также на прямолинейных участках бере-

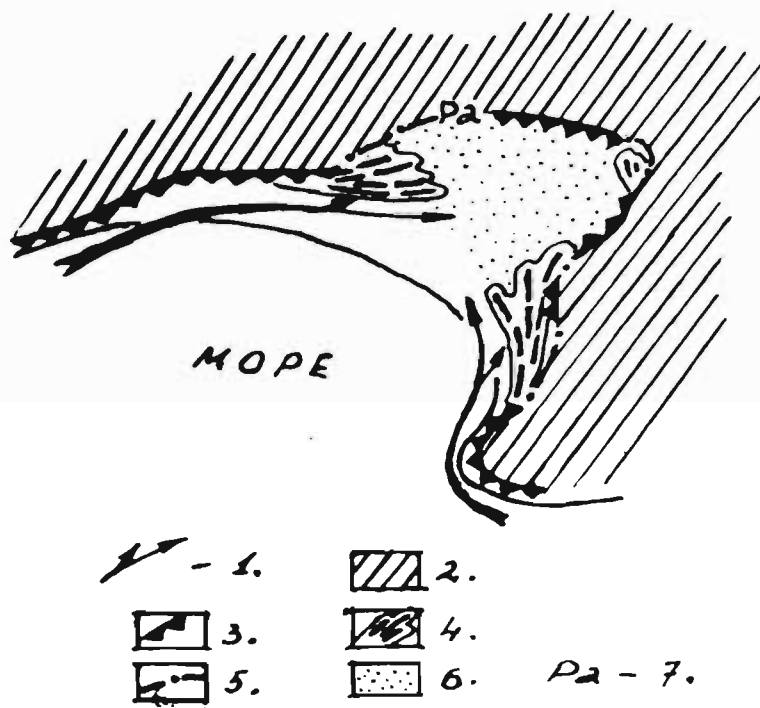


Рис. 4.24. Вдольбереговые потоки наносов в заливе Кумсуат: 1 - вдольбереговые потоки наносов; 2 - коренной берег; 3 - абразионные обрывы; 4 - береговые аккумулятивные формы; 5 - древний берег слабо выраженный в рельефе; 6 - лагуна; 7 - индекс берега Древнеаральского моря.

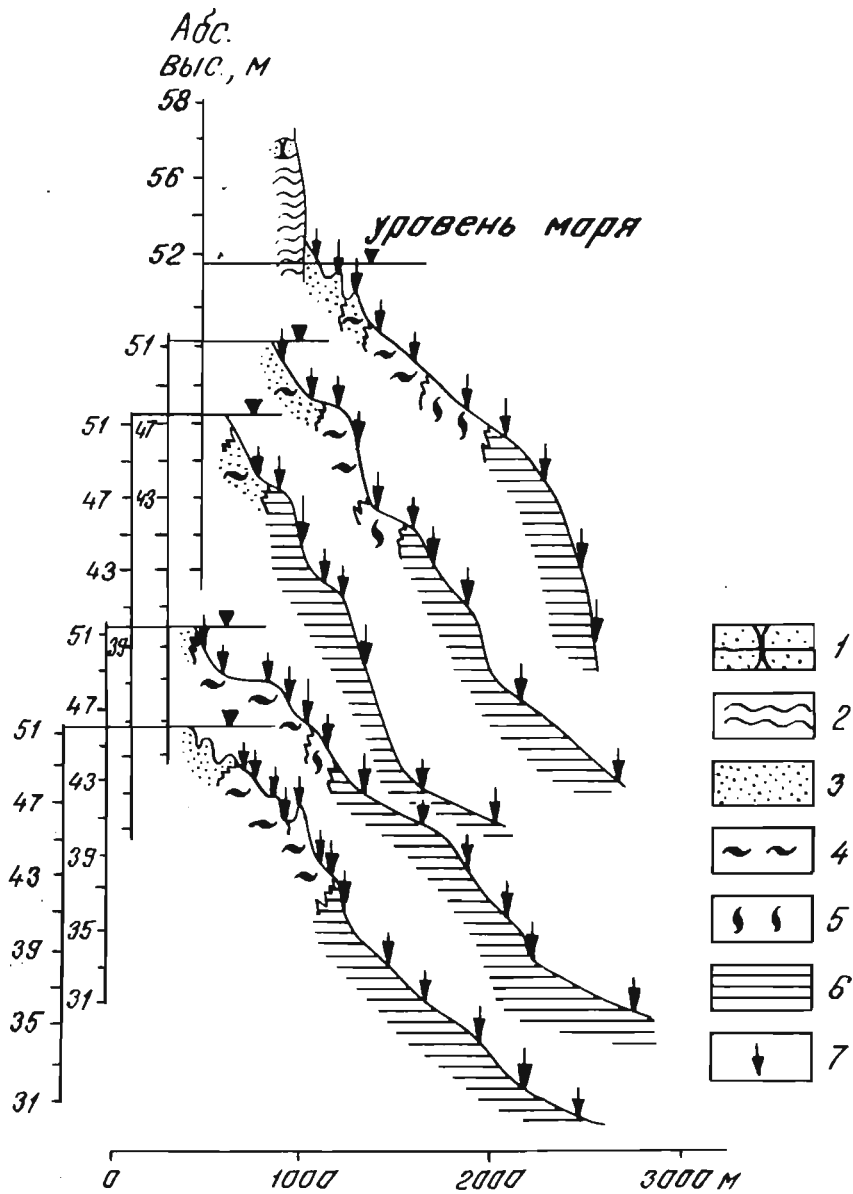


Рис. 4.25. Поперечные профили абразионных берегов Аральского моря на западе полуострова Каратюп.

1 - песчаники; 2 - глины, алевриты и суглинки коренных пород; 3 - пески мелкозернистые; 4 - пески тонкозернистые; 5 - грубые алевриты; 6 - глинистые илы и глины; 7 - места опробования подводного берегового склона дночерпателями.

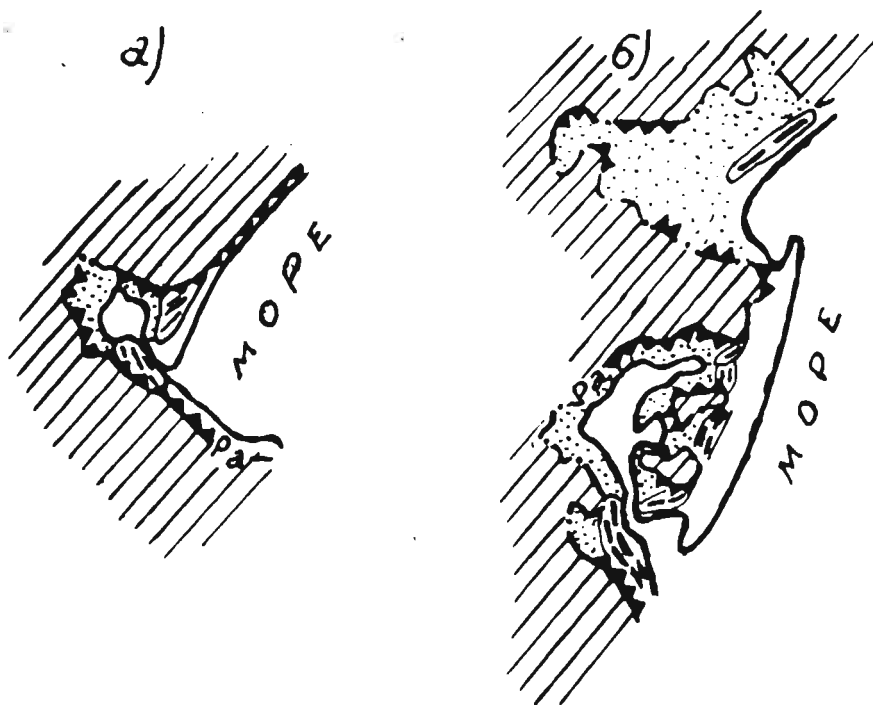


Рис. 4.26. Денудационные понижения рельефа, затопленные Аральским морем: а - денудационное понижение севернее пос. Шиганак; б - денудационные понижения в районе пос. Жаланаш. Условные обозначения см. рис. II5.

га или даже в его вогнутостях. Абразия порождала несколько коротких (длиной до 10 км) вдольбереговых потоков наносов (рис. 4.24). Так как в основном абрадировались глинистые породы, вдольбереговые потоки наносов были маломощны. Пелитовые частицы во взмученном состоянии выносились в море и откладывались на крутом подводном береговом склоне (рис. 4.25). В результате большого дефицита песчаного и более грубообломочного материала на значительных участках берега, на пляже и в пределах верхней части подводного берегового склона были распространены галька, гравий и песок, представленные из кусков уплотненной глины коренных пород.

Древнеаральским морем на многих участках были затоплены сложного планового очертания денудационные понижения, открытые в сторону моря. Изредка в них встречались острова. В начальных этапах существования Древнеаральского моря бухты на многих участках абрадировались. Следы абразии в рельефе побережья отмечены невысокими уступами (рис. 4.26). Позже бухты частично или полностью от моря отделялись пересыпями из песчаного материала с примесью гравия и гальки. Эти пересыпи в большинстве случаев представляют собой образования, возникшие из встречно растущих кос. Наиболее отчетливо это видно по конфигурации береговых валов на поверхности кос. Береговые валы здесь дистальными концами плавно изгибаются в сторону лагун. Встречаются также пересыпи поперечного перемещения наносов, древние береговые валы на поверхности которых в целом ориентированы продольно их длинной оси. В средней части пересыпи береговые валы иногда несколько изгибаются в сторону лагуны.

В большинстве случаев перегораживающие устья бухт береговые аккумулятивные формы имеют абсолютные отметки ниже, чем подошвы абразионных уступов на глубине бухт. По этому можно судить, что аккумуляция материала на берегу происходила не во время макси-

мального уровня Древнеаральского моря, а в начале его регрессии.

Во время существования Новоаральского моря (береговые образования 54,5 м над уровнем Мирового океана) происходило дальнейшее выравнивание берега. На севере моря новоаральский берег прослеживается по небольшим аккумулятивным террасам, реже абразионным уступам. Береговые формы Новоаральского моря в значительной мере были уничтожены во время современной стадии моря (Лямарев, 1967; Вейнбергс, 1976).

4.4. Побережье Юго-Западного Приохотья

Побережье Юго-Западного Приохотья занимает большую часть шельфа и небольшую полосу прибрежной суши. На востоке в пределах Сахалинского залива и залива Александры с поверхности шельфа в основном сложен песком. Далее на запад и северо-запад на шельфе появляется более грубозернистый песчано-гравийный, песчано-галечный, гравийно-галечный и галечный материал (см. рис. 2.15). В пределах Сахалинского залива выделяются несколько коротких затопленных долин древних рек. Наиболее крупная из них находится в северном продолжении Амурского лимана и, видимо, была образована Палео-Амуром. В пределах западной части региона затопленных долин несколько, и они значительных размеров. Наиболее крупные из них - долины залива Академии и Удской губы, которые характеризуются длиной больше чем несколько десятков километров и имеют юго-западно-северо-восточную ориентацию. Меньшие по размерам долины устанавливаются в заливах Николая, Ульбанского и Тугурского.

Как отмечалось выше (глава 2), развитые на шельфе затопленные береговые линии образовались во время поздне- и последниковой трансгрессии моря и характеризуются абсолютными

отметками минус 78-80, 68-70, 59-61, 30-33 и 21-24 м. Наиболее выровненными контурами отличаются береговые линии минус 78-80, 68-70 и 59-61 м, которые формировались во внутренней части шельфа (см. рис. 2.15). Во время существования бассейнов, образовавших эти берега, на значительных участках наблюдалась абразия берега, в результате которой происходил размыв песчаных, реже гравийно-галечных отложений. Образовавшийся при этом материал, очевидно, уносился вниз по подводному береговому склону и отлагался в нижних горизонтах береговой зоны моря. Древние косы в продолжении абразионных уступов, как правило, не наблюдаются. Береговые аккумулятивные формы обычно возникали в районах впадения древних рек и представлены барами или аккумулятивными террасами. Иногда в этих местах появляются небольшие дельты. В образовании древних береговых аккумулятивных форм главенствующее влияние имел аллювиальный материал. При генезисе баров и аккумулятивных террас явно происходило поперечное перемещение наносов в береговой зоне моря. Кроме аллювиальных участков побережья поперечное перемещение материала и формирование отдельных баров и аккумулятивных террас осуществлялось на 59-и метровом берегу восточнее залива Академии.

Береговые линии минус 30-33 и 21-24 м отличаются гораздо большей изрезанностью. Их контур во многих отношениях напоминает контур современного берега. В Сахалинском заливе эти береговые линии слабо выражены в рельефе побережья. Лишь на самом востоке и западе залива береговые линии 30-33 и 21-24 м образуют абразионные уступы. Берег минус 30-33 м в виде довольно крупного бара по середине залива перегораживает устье древней долины р. Амура. Видимо, в целом небольшие уклоны поверхности песчаного шельфа Сахалинского залива определяли то, что здесь во время существования бассейнов с береговыми линиями 30-33 и

21-24 м волны начинали забуриваться далеко в море. К берегу они подходили в большей мере трансформированными и не были способны к значительной геологической деятельности. Появление абразии по восточному и западному краям Сахалинского залива предопределялось увеличенными уклонами поверхности побережья.

Западнее Сахалинского залива, в пределах заливов Александры, Академии, Ульбанского, Тугурского и Удской губы береговые линии минус 30-33 и 21-24 м рiasового характера. На Шантарских и других более мелких островах во время существования указанных бассейнов происходила абразия берега. В прибрежной зоне моря здесь имеют место древние абразионные уступы. Образовавшийся при размыве берега рыхлый материал, видимо, в основном выносился на подводный береговой склон. Береговые аккумулятивные формы встречаются лишь на западном побережье залива Академии и в некоторых других местах. Они в основном выражены барами питавшимися при поперечном перемещении наносов в береговой зоне. На остальном побережье берега минус 30-33 и 21-24 м главным образом слабо выражены в рельефе. Наиболее протяженные из этих участков наблюдаются в районах вершин заливов Ульбанского, Тугурского и Удской губы, отличающимися небольшими уклонами поверхности подводного побережья.

4.5. Основные особенности морфодинамики и развития древних морских берегов по мере образования их спектров

Вышерассмотренные особенности морфодинамики древних берегов свидетельствуют о том, что их развитие происходило не менее сложно, чем современного берега моря (Зенкович 1946, 1962; Леонтьев 1955, 1961; Леонтьев и др. 1975 и др.). Нами были рассмотрены примеры развития берегов по мере формирования наклонных, субгоризонтальных, высокоприподнятых спектров террас,

внутренних морей и замкнутых внутриматериковых бассейнов, менее изучена морфодинамика древних берегов окраинных морей.

4.5.1. Спектр наклонных береговых террас на примере Восточной Балтики

Морфология и динамика берегов Восточной Балтики характеризовались по крайней мере тремя типами: эстонским, западно-латвийским и типом Рижского залива. Несмотря на наличие на побережье Эстонии самого большого количества древних береговых линий, которые образовались как во время трансгрессий, так и регрессий моря, и зачастую в различных климатических условиях, морфодинамика берегов по мере развития побережья менялась довольно мало. Причиной этому, на наш взгляд, были примерно одинаковые уклоны, осадки и породы эстонского побережья. Древние поздне- и послеледниковые бассейны Эстонии так же, как и современная Балтика этого региона, характеризовались отмельми бухтовыми берегами. В береговой зоне эстонских древних бассейнов имели место локального характера потоки наносов. В значительной мере была развита также поперечная подача материала с подводного берегового склона на пляж.

Образование самых крупных береговых аккумулятивных форм эстонского побережья происходило на берегах максимума трансгрессий Балтийского ледникового озера, Анцилового озера Литоринового и Лимниевского морей. Это объясняется усиленной подачей материала с подводного берегового склона на берег во время указанных трансгрессий. Регрессивные этапы моря характеризовались менее развитой динамикой. Это связано с дальнейшим обмелением и так уже отмелой береговой зоны моря.

Предполагается, что довольно большое количество береговых аккумулятивных форм трансгрессивных этапов развития моря начало расти в подводных условиях (Раукас и др., 1965). Однако лишь

часть этих береговых аккумулятивных форм в основании имеют крупные серии косых слойков, падающих в сторону берега. Эти серии косых слойков, как отмечалось на примере побережья Латвии (Вейнбергс, 1964; 1986), образовывались при росте подводного остова береговых аккумулятивных форм.

Встречающиеся же под пляжевыми осадками эстонских берегов песчаные и алевроитовые отложения с горизонтальной, волнистой и небольшой косою слоистостью не являются осадками крупных подводных форм. Они, видимо, формировались на равнинных участках подводного берегового склона и лишь во время регрессии моря оказывались погребенными под более молодые пляжевые осадки.

Побережье Балтики в пределах Латвийской ССР, сформированное в основном в результате регрессии моря, характеризовалось усилением динамики берегов, начиная с древних к более молодым. По мере развития древней береговой зоны происходило упрощение контура берега. Лишь во время этапов повторных трансгрессий моря (анциловой, литориновых) могли существовать заливы ингрессивного характера. Со временем от поздне- к послеледниковым бассейнам в береговой зоне увеличивается также количество песчаных наносов и мощность вдольбереговых потоков наносов.

Большое значение в этом имел факт, что уже перед трансгрессиями Балтийского ледникового озера на месте нынешнего побережья существовала равнина с небольшими уклонами поверхности. Ее наличие четко устанавливается при анализе абразии береговых обрывов этого озера (Вейнбергс, 1964).

На выравнивание контура берега Балтийского ледникового озера, кроме всего прочего, определенное значение имели гляцио-изостатические процессы. Так, например, частичное выравнивание контура берега в районе Усмского залива по мере существования Балтийского ледникового озера является следствием значительного

гляциоизостатического поднятия. В результате в береговой зоне озера скоро оказалась вышеуказанная реликтовая равнина побережья.

На юге побережья, в районе Бартского залива, где гляциоизостатические движения имели меньшие значения, выпрямление береговой линии в основном происходило за счет роста мощных береговых аккумулятивных форм.

Более расчлененный характер берега с небольшой длины потоками наносов Балтийского ледникового озера по сравнению, например, с Литориновым морем в значительной мере предопределили небольшая продолжительность стадий и фаз Балтийского ледникового озера и арктические ледовые условия этого бассейна.

Факт, что на Балтийском побережье Латвии в отличие от побережья Эстонии, нет большой разницы в морфологической выраженности береговых образований, формировавшихся во время трансгрессии и регрессии моря, объясняется несколькими причинами. Одной из этих было то, что в результате регрессии моря в сферу волнового воздействия оказались крутые склоны трансгрессивных береговых аккумулятивных форм и началась их абразия. В результате морфологически наиболее выраженной из береговых линий Балтийского ледникового озера является берег фазы *Bgl III* (Гринберг Э.Ф., 1957).

Морфодинамика берегов древних бассейнов Латвийского побережья Рижского залива довольно значительно отличается от такой на побережье Балтики. Полузамкнутый характер Рижского залива в значительной мере способствовал ослаблению волнового воздействия на берег и тем самым ослаблению поперечного и вдольберегового перемещения наносов. Сравнительно выработанный характер древних береговых линий курземского и видземского побережий является не столько результатом воздействия волн на коренной

берег, сколько predetermined примерно одинаковыми уклонами поверхности. Выравнивание берегов в результате деятельности береговых процессов в известной мере происходило лишь во время существования Литоринового моря, когда со стороны Балтики в Рижский залив поступал Восточно-Балтийский поток наносов.

4.5.2. Спектр высокоприподнятых сложно дислоцированных береговых террас

Особенности морфодинамики берега по мере формирования высокоприподнятых сложно дислоцированных береговых террас изучены слабее. Вышерассмотренные примеры формирования береговых образований Кавказского побережья Каспия, очевидно, можно рассматривать как один из частных случаев. По мере развития этого спектра террас происходило постепенное выравнивание береговой линии и увеличение вдольберегового перемещения наносов. В основном это определялось прогрессивным увеличением количества обломочного материала в береговой зоне, который приносился реками. Врезание последних все время усиливалось в результате тектонического поднятия Большого Кавказа. В раннехазарское время в прибрежную зону моря в особенно больших количествах поступал материал, образовавшийся в результате усиленного таяния горных ледников. Обломочный же материал, образовавшийся при абразии берега во время существования Бакинского и Хазарского морей, в преобразовании побережья имел меньшее значение.

4.5.3. Спектры субгоризонтальных береговых террас

Спектры субгоризонтальных береговых линий характеризуются преобладающе приподнятыми или преобладающе затопленными береговыми образованиями. Первые из них встречаются на побережьях внутриматериковых замкнутых морских бассейнов, а вторые на по-

бережьях окраинных морей.

Преимущественно поднятые субгоризонтальные береговые линии Каспия на его северном и восточном побережьях характеризовались различной морфодинамикой.

На северном побережье Каспийского моря, отличающемся в целом небольшими уклонами в сторону моря, после усиленной абразии коренного берега во время максимума раннехвалынской трансгрессии в значительной мере начали проявляться аккумулятивные процессы. Последние были связаны не только с берегами времени регрессивного этапа Раннехвалынского моря, но даже с береговой линией максимума позднехвалынской трансгрессии. Абразия на этом берегу наблюдалась лишь участками.

Одним из главных источников рыхлого материала береговой зоны моря явились аллювиальные осадки и продукты их перевеяния. Этот рыхлый материал на побережье в основном накапливался во время многочисленных этапов регрессии и в береговую зону моря попал в течение последующего поднятия уровня Каспия. Наибольший вынос на береговую зону аллювиального материала происходил в начальные этапы формирования спектра террас. С этим связывалось отмеченное усложнение контуров берегов Раннехвалынского моря во время его регрессии.

Большие уклоны берегового откоса восточного побережья Каспия определяли то, что во время существования Хвалынского и Новокаспийского морей контур берега моря в основном значительно не изменился. В течение большинства этапов развития моря здесь преобладала абразия берега и транспорт рыхлого материала вниз по подводному береговому склону. Аккумулятивные береговые формы, нередко достигавшие довольно больших размеров, в основном появились лишь в новокаспийское время, когда накопившийся на подводном береговом склоне рыхлый материал частично возвращал-

ся на берег.

Усложнение контура берега по мере развития поздне- и послеледниковой трансгрессии на примере побережья Юго-Западного Приохотья зависит от первичных его уклонов и геологического строения. Береговые линии с абсолютными отметками минус 78-80, 68-70 и 59-61 м формировались на сравнительно выровненном краю шельфа, сложенном рыхлыми осадками. Относительно более изрезанный контур береговых линий минус 30-33 и 21-24 м связан с тем, что на данных местах побережья (особенно на его западной части) море трансгрессировало на мелкогористый рельеф с межхребтовыми и межгорными впадинами. Выступы, мысы указанных древних берегов, а также острова, в основном образованы скалистыми породами и имеют мелкогористый рельеф. Заливы же образовались во впадинах, выстланных рыхлыми осадочными породами.

Согласно П.А.Каплину (1973) и других исследователей, бассейны, связанные с поздне- и послеледниковой трансгрессией Мирового океана, характеризовались поперечным перемещением наносов в береговой зоне и формированием баров. Береговые аккумулятивные формы Юго-Западного Приохотья в преобладающем большинстве случаев действительно являются образованиями поперечного перемещения наносов. В процессе затопления бары в определенной мере были видоизменены (глава I, стр. 106).

Вдольбереговые потоки наносов для поздне- и послеледниковых бассейнов шельфа считаются не характерными. Следует все-таки отметить, что в районе Чаунской губы Восточно-Сибирского моря затопленные береговые формы представлены так же косами и другими береговыми аккумулятивными формами вдольберегового питания (Вейнбергс И.Г., 1986). Значит, во время поздне- и послеледниковой трансгрессии моря на шельфе окраинных морей, кроме поперечного перемещения наносов, имело место также вдольбереговое их перемещение.

Выше отмечалось, что на северном побережье Аральского моря, наподобие юго-западного Приохотья, затопленные береговые линии - Таранглыкская, Куландинская и Шомышкольская, образовавшиеся во время древнеаральской трансгрессии моря, в основном отличались поперечным перемещением наносов в береговой зоне моря. Лишь во время максимального уровня Древнеаральского моря и во время новоаральской стадии происходило относительное выравнивание изрезанного контура берега в результате вдольберегового перемещения наносов. Вдольбереговые потоки наносов были небольшого размера и длиной обычно не более 10 км.

* * *

Подытоживая вышерассмотренное, следует подчеркнуть, что по мере формирования того или другого спектра береговых линий наблюдалась большая разнородность береговых процессов. Порою они менялись как во времени, так и по площади. Главными причинами этого явились изменения первичных уклонов местности, особенности геологии и неотектоники, силы и продолжительности волнения и целый ряд других причин.

Процесс выравнивания контура древних береговых линий по мере развития побережья также проходил довольно различно. В большинстве случаев однако усиление выравнивания наблюдалось в условиях регрессии моря. Это было вызвано деятельностью вдольбереговых потоков наносов. Кроме того оно предопределялось также тем, что в прибрежной зоне моря появлялись участки побережья, которые были уже выровнены во время предыдущих стадий развития моря. На выравнивание береговой черты при регрессии моря определенное значение мог оказать также усиленный транспорт к урезу воды рыхлого материала, который в течение более ранних стадий моря накапливался на подводном береговом склоне.

Особенно интенсивно этот процесс проявился на участках побережья со значительным поступлением аллювиального материала.

В преобладающе трансгрессивном террасовом ряду, наоборот, во многих случаях более выровненными являются самые древние береговые линии. Таковыми, например, являются береговые линии времени ледниковий на побережьях окраинных морей, которые формировались на площадях выровненных прибрежно-морскими и аллювиально-дельтовыми процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Настоящая работа представляет собой первое монографическое описание древних береговых образований побережий морей СССР, специфики их морфологии, внутреннего строения, особенностей их распространения, возраста и истории развития. Комплексный морфогенетический анализ береговых образований осуществлен с учетом своеобразия их зарождения, развития и уничтожения в частых трансгрессивно-регрессивных циклах морей в течение четвертичного периода. Выявленные закономерности развития береговых линий весьма существенно отличаются от ряда общеизвестных представлений о развитии берега.

Основные положения и выводы работы заключаются в следующем:

1. Изучение древних береговых образований морских побережий представляет собой специфическую разновидность учения о развитии морских берегов. Кроме исключительно прибрежно-морских процессов, особенности сохранности древних береговых форм определяются и деятельностью других, в основном континентальных процессов.

2. Классификация древних береговых образований по степени их сохранности оригинальна. Она в значительной мере основана на морфологическую выраженность береговых образований как наземных, так и затопленных и захороненных.

3. Установление возраста морфологически четко, морфологически нечетко и морфологически весьма нечетко выраженных береговых образований позволяют с известной долей вероятности определить возраст береговых линий. Это особенно важно при исследованиях относительно слабо изученных побережий.

4. Наиболее богатый материал имеется по морфологически четко

выраженным древним береговым образованиям. Наряду с такими наиболее известными береговыми образованиями, как например, абразионные уступы и обрывы, бенчи и уступы размыва достаточно подробно рассмотрены также термоабразионные формы, которые, кроме современных арктических побережий, выявлены на древней прибрежной полосе Балтики, подвергавшейся воздействию ледниковых покровов.

5. При анализе внутреннего строения береговых аккумулятивных форм (аккумулятивные террасы, косы, бары и пересыпи) установлено, что по генезису они представлены двумя основными типами. Первый из них связан с формами, которые образовались в зоне пляжа и приурезовой полосе дна. Второй тип представлен аккумулятивными формами, которые зарождались в верхней части подводного берегового склона, а окончательно формировались в условиях пляжевой зоны. Впервые изучены и описаны береговые валы, состав которых обогащен перемытым тофяным материалом.

6. В результате анализа литературных данных и натуральных наблюдений установлены главные особенности слоистости осадков подводного берегового склона. Исследовано, что авантюны имеют примерно одинаковое внутреннее строение в регионах с отличающимися физико-географическими условиями. Во время формирования авантюны вначале образуется цоколь, рост которого в основном происходит в высоту. Впоследствии авантюна главным образом растет вширь.

7. В результате всестороннего геолого-геоморфологического изучения береговых образований к морфологически нечетко выраженным формам отнесены такие уже потерявшие микрорельеф (береговые валы, береговые валообразные дюны, небольшие абразионные ступени). Установлено, что приподнятые абразионные уступы и обрывы, косы, бары и пересыпи которые обычно имеют возраст несколько десятков тысяч лет, отличаются довольно выровненной поверхностью, кото-

рая покрыта небольшой мощности лессовидными отложениями. Затопленные морфологически нечетко выраженные формы также характеризуются выровненной поверхностью, которая возникла во время постгенетического поднятия уровня моря.

8. Выделение морфологически весьма нечетко выраженных береговых образований основывается на анализе богатого фактического материала изучения кавказских побережий Каспийского и Черного морей. Многие исследователи морфологию древнейших береговых образований Кавказа связывает с террасообразными формами, на которых лишь местами наблюдаются прибрежно-морские осадки, захороненные делювиальными отложениями большой мощности.

9. Ввиду того, что комплексы захороненных береговых образований в основном можно исследовать в обнажениях, с помощью буровых скважин и геофизики ясно, что они в настоящее время еще являются относительно слабо изученными. Однако их выделение очень важно не только с научной, но и практической точки зрения. Эти образования могут содержать скопления полезных тяжелых минералов и в ряде регионов, например на Европейском Севере, могут оказаться почти единственными источниками стройматериалов - гравия, гальки или песка.

10. Изучением фондовых, литературных материалов и результатами собственных полевых и морских исследований подтверждается неодинаковая степень изучения древних береговых образований на морских побережьях СССР. Относительно хорошо исследованы побережья Прибалтики, Черного и Каспийского морей. В последнее время довольно хорошо изучаются также берега Кольского полуострова, Аральского моря, острова Сахалин и Приморья. Серьезных исследований требуют побережья Карского моря, моря Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Берингового морей, а также побережья Камчатки, Курил и Охотского моря.

II. На наиболее исследованных побережьях выявлены важнейшие комплексы береговых образований. Древние береговые линии прослежены на больших расстояниях. Абсолютные отметки береговых образований выявлены инструментально. Возраст древних берегов установлен с помощью палеомагнитных исследований, уран-иониевого, термолюминесцентного, радиоуглеродного, палинологического и некоторых других анализов. Следует все же отметить, что и на этих побережьях лучше всего изучены более молодые (голоценовые) береговые формы на сухопутной части побережий. Более древние приподнятые морские террасы и особенно береговые формы на подводном побережье в большинстве случаев изучены слабее.

12. В условиях слабее изученных побережий арктических и дальневосточных морей СССР, обычно более хорошо исследованы берега на изолированных участках. Древние береговые линии по всему побережью как правило еще не прослежены. Немного также данных о возрасте берегов. Выяснение этих вопросов является неотложной задачей дальнейших исследований.

13. По главнейшим особенностям распространения береговых образований впервые выделены:

а - побережья платформенных областей и областей доальпийских складчатых сооружений, подвергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов;

б - побережья областей альпийской складчатости;

в - побережья платформенных областей и областей доальпийских складчатых сооружений, неподвергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов.

14. Существующие на побережьях областей распространения плейстоценовых ледниковых покровов спектры наклонных береговых линий, как правило, считались образованиями возникшими в результате восходящих гляциоизостатических движений. Однако данные последних

исследований свидетельствуют, что отрожившиеся в береговых линиях движения земной коры складывались из медленных и равномерных восходящих движений собственно тектонической природы и более быстрых знакопеременных гляциоизостатических движений. Спектры высокоподнятых сложно деформированных береговых линий побережий областей альпийской складчатости образовались при блоковом характере дифференцированных тектонических движений, во время образования этих спектров террас.

15. Спектры субгоризонтальных береговых линий на побережьях окраинных морей, расположенные в пределах платформенных областей и доальпийских складчатых сооружений, не подвергавшихся надвиганию плейстоценовых ледниковых покровов, обычно затоплены. Их образование в большинстве случаев связано с скачкообразной поздне- и послеледниковой трансгрессией моря. Образование затопленных береговых форм на побережьях внутренних морей (северо-запад Черного моря) также происходило во время поздне- и послеледниковой трансгрессии моря. Начало последней было вызвано притоком в море талых ледниковых вод, а вторая половина - поступанием океанической воды из Средиземного моря. Спектры субгоризонтальных береговых образований на платформенных областях в пределах внутриматериковых морей представлены двумя типами: преимущественно поднятыми и затопленными которые соответственно главным образом возникли во время регрессии и трансгрессии моря. Спектры захороненных береговых образований отличаются большим разнообразием, но пока еще очень слабо изучены.

16. Состояние и направленность древних береговых процессов по мере формирования спектра береговых линий во многом определяются рельефом береговой зоны моря, который не всегда создан прибрежно-морскими процессами. Исходя из этого и ряда

других факторов морфологически, наиболее отчетливые береговые линии не всегда связываются с крупными трансгрессивными этапами развития моря.

17. Выполненное исследование и установленные при этом закономерности морфологии и внутреннего строения разновозрастных береговых образований, распространения и возраст береговых линий, спектры береговых террас и их формирование позволяют во многом подойти по-новому к решению целого ряда научных и прикладных задач. Выявленные закономерности существенно дополняют основные положения учения о развитии морских берегов, как и дадут возможность более целенаправленно проводить съемочные и поисково-разведочные работы и инженерно-геологические изыскания на побережьях морей.

Г. В. В.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аболтыньш О.П. Развитие долины реки Гауя. Рига, 1971, 105 с.
- Аболтыньш О.П., Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Эберхард Г.Я. Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника на территории Латвийской ССР. В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., 1972, с.30-37.
- Аболтыньш О., Вейнбергс И., Эберхардс Г. О формировании предфронтальных позднеледниковых бассейнов и долино-речной сети во время деградации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР. В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974, с.60-85.
- Абрамова Т.А. Результаты палеоботанического исследования четвертичных отложений западного побережья Каспийского моря. В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 3. М., 1972, с.134-146.
- Авенариус И.Г., Трещов А.А., Лопатин Б.П., Дегтяренко Ю.П. Морфоструктурный план и некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена - голоцена шельфа залива Креста (Берингово море). - В кн.: Проблемы четвертичной истории шельфа. М., 1982, с.86-98.
- Айбулатов Н.А. Береговая зона как верхняя часть шельфа. - Морские берега. М., 1982 (Вопр. географии; № 119).
- Айбулатов Н.А. Экзогенные процессы перемещения осадочного материала на шельфах внутренних морей: Автореф.дис. ... д-ра геогр.наук. М., 1985.
- Аксенов А.А., Дунаев Н.И., Ионин А.С., Калинин В.В., Медведев В.С., Павлидис Ю.А., Юркевич М.Г. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987, 278 с.

- Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М., 1982, 192 с.
- Алексеев М.Н., Голубева Л.В. Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья. - В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., 1973, с.12-34.
- Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. Автореф.дис. ... д-ра геол.-мин.наук. М., 1975, 59 с.
- Антропоген Таймыра/Под ред. Н.В.Кинд и Б.Н.Леонова. М., 1982, 184 с.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности. В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987, с.101-111.
- Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Мамедов А.В., Алескеров Б.Д., Герасимова С.А., Тертычный Н.И., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродного и ураново-иониевого методов). Бюл. Комиссии по изуч.четвертичн. периода, 1988, № 57, с.28-38.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, 1971, 332 с.
- Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. Москва, 1980, 159 с.
- Арэ Ф.Э. Об относительном уровне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в послеледниковье. - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с.158-174.
- Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе. - ДАН, 1976, т.231, № 5, с.1178-1181.
- Астахов В.И. Структурные особенности северного плейстоцена в связи с проблемой стратиграфии. - Бюл. Комиссии по изуч.

четвертич. периода, 1984, № 53, с.3-11.

Бабаев Ю.М., Жиндарев Л.А. Новые данные о морфологии и истории развития внутренней части шельфа Чукотского моря. -

В кн.: I Съезд советских океанологов. М., 1977, вып.3, с.65-66.

Бадюков Д.Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой

Земли под действием водной нагрузки на изменение уровня моря в послеледниковое время. - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с.51-77.

Бадюков Д.Д. Древние береговые линии как индикаторы уровня моря.

В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с.35-59.

Бадюков Д.Д., Каплин П.А. Изменения уровня на побережьях дальневосточных и арктических морей СССР за последние 15 000

лет. - Океанология, 1979, т.19, вып.4, с.674-679.

Байрон И.Ю., Миллер В.Г., Минченков В.Д. Развитие низовьев р.Колымы в плейстоцене. - Геоморфология, 1977, № 2, с.44-51.

Баранова Ю.П., Биске С.Ф., Гончаров В.Ф. и др. Кайнозой Северо-

Востока СССР. М., 1968, 124 с.

Безродных Ю.П. Строение и основные черты развития приматериковой

окраины шельфовой зоны Центральной Чукотки. - Сов.геология, 1983, № 5, с.73-82.

Безродных Ю.П., Назаров Б.В. Строение, особенности состава и

история накопления плио-плейстоценовой толщи отложений

Центральной Чукотки. В кн.: Строение шельфа морей СССР

как основа оценки инженерно-геологических условий. Рига,

1984, стр.56-63.

Безродных Ю.П., Векслер В.С., Савваитов А.С., Стелле В.Я. Кор-

реляция по C^{14} палеогеографических событий позднего плейстоцена и голоцена отдельных районов Арктики. В кн.:

Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Бело-

руссии. Изд. АН ЭССР, Таллин, 1986.

Бергман В.С., Тимофеев И.А. Рельеф дна участка Балтийского моря между нас.п. Папесциемс и г.Клайпеда. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1972, вып.6, с.97-106.

Берега Тихого океана/Под ред. В.П.Зенковича. М., 1967, 375 с.

Берг Л.С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. - Изв. Туркестан.отд. Рус.геогр.об-ва. СПб., 1908, № 5, с.3-580.

Берзинь Л.Э. Возраст трансгрессий и колебаний уровня ранне- и среднеголоценовых бассейнов Балтики в вершине Рижского залива. - В кн.: Baltica . Вильнюс, 1967, вып.3, с.87-104.

Берсенев И.И., Пуцин И.К. Основные черты геологического строения шельфа и материкового склона Японского моря у побережья СССР. - В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., 1979, с.164-168.

Беспалый В.Г. К вопросу о четвертичных трансгрессиях моря в районах острова Сахалин и Курильской островной дуги. - В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока. Л., 1964, вып.1, с.56-66.

Беспалый В.Г. Климатические ритмы и их отражение в рельефе и осадках. М., 1978, 140 с.

Бигарелла Дж. Эоловые обстановки осадконакопления: характерные особенности, методы их распознавания и значение. - В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., 1974, с.22-86.

Биске С.Ф. Четвертичные отложения крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск, 1978, III с.

Блажчишин А.И. Древнебереговые уровни и образования Балтийского моря в районе побережья Калининградской области и смежных

территорий. - В кн.: Корреляция над- и подводных отложений и форм рельефа Южной и Средней Балтики. Таллин, 1981, с.18-24.

Блажчишин А.И., Болдырев В.Л., Ефимов А.Н., Тимофеев И.А. Древнебереговые уровни и образования в юго-восточной части Балтийского моря. - В кн.: Baltica . Вильнюс, 1982, вып.7, с.57-64.

Блажчишин А.И., Болдырев В.Л., Ефимов А.Н., Тимофеев И.А. Древнебереговые уровни и образования в юго-восточной части Балтийского моря. В кн.: Baltica . Вильнюс, 1982, с.57-64.

Бобров В.Н., Клейкова Н.И., Климанов В.А., Никольская М.В., Рацко А.П., Фишер Э.Л., Черкасова М.Н. Стратиграфия, геохронология и палеоклимат позднего плейстоцена и голоцена побережья моря Лаптевых и Таймыра. В кн.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987, с.123-135.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. - Тр. Геол.ин-та АН СССР, 1962, вып.54, с.3-542.

Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., 1965, 259 с.

Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене: Автореф.дис. ... д-ра геогр.наук. М., 1988, 46 с.

Валпетер А.П., Вейнбергс И.Г., Безродных Ю.П., Ульст В.Г. Позднечетвертичные колебания уровня моря в районе Чаунской губы. - В кн.: Шельфы, природа и ресурсы. Л., 1976, с.53-54.

Валпетер А.П. Древние береговые линии на шельфе и побережье окраинных морей Востока СССР. - В кн.: Строение шельфа морей СССР как основа оценки инженерно-геологических условий. Рига, 1984, с.13-19.

- Варущенко С.И. Анализ позднеплейстоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря. - В кн.: Колебания уровня Мирового океана и некоторые вопросы морской геоморфологии. М., 1975, с.50-62.
- Варущенко А.Н. Статистика выраженных в рельефе четвертичных береговых линий Каспия, его площади и объема при позднеплейстоценовых и голоценовых трансгрессиях и регрессиях. - В кн.: Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М., 1983, ч.1, с.97-109.
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М., Наука, 1987, 240 с.
- Вейнбергс И.Г. Некоторые образования мертвого и погребенного льда в берегах Балтийского ледникового озера Северо-Восточной Курземе. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1963, вып.2, с.113-120.
- Вейнбергс И.Г. Морфология и динамика берегов Балтийского ледникового озера на побережье Латвийской ССР. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1964, вып.3, с.331-369.
- Вейнбергс И.Г. Морфогенезис рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. Автореферат на соискание ученой степени кандидата географических наук. Вильнюс, 1968, 27 с.
- Вейнбергс И.Г., Савваитов А.С. Тектурные особенности верхней части морских межморенных отложений участка Юркалне-Улма-ле как показатели условий их образования. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1970, вып.3, с.65-76.
- Вейнбергс И.Г., Ульст В.Г., Розе В.К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря. - В кн.: Вопросы

четвертичной геологии. Рига, 1972, вып.6, с.69-89.

Вейнбергс И.Г., Агарков А.П., Безродных Ю.П. и др. Металлоносность прибрежно-морских и древних аллювиальных осадков Чаунской губы. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974а, т.21, с.212-219.

Вейнбергс И.Г., Гринбергс Э.Ф., Даниланс И.Я., Ульст В.Г. Поздние и послеледниковая история Балтики по материалам изучения латвийского побережья. - В кн.: Baltica. Вильнюс, 1974б, вып.5, с.89-93.

Вейнбергс И.Г. Затопленные речные долины на шельфе Восточно-Сибирского моря и их связь с колебаниями уровня Мирового океана. - В кн.: География и геоморфология шельфа. Владивосток, 1975, с.37-42.

Вейнбергс И.Г. Древние береговые линии на шельфе и в прибрежной полосе суши юго-западной части Охотского моря. - В кн.: Шельфы, природа и ресурсы. Л., 1976а, с.55-56.

Вейнбергс И.Г. Морфология и динамика современного берега Аральского моря. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1976б, вып.9, с.100-140.

Вейнбергс И.Г., Воцилко М.Е., Шпеталенко М.А. и др. Спорово-пыльцевая характеристика новых разрезов позднечетвертичных отложений прибрежной полосы суши и шельфа юго-западного побережья Охотского моря. - В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига, 1976а, с.133-148.

Вейнбергс И.Г., Воцилко М.Е., Стелле В.Я. и др. Спорово-пыльцевые комплексы позднечетвертичных отложений и изменение климата и растительности района Чаунской губы. - В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических

исследованиях. Рига, 19766, с.119-132.

- Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени. - В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980, с.175-181.
- Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Якубовская И.Я., Булгакова Е.А. Изучение некоторых разрезов отложений латвийского побережья и их значение в уточнении отдельных моментов истории развития Балтики. - В кн.: Морфогенез рельефа и палеогеографии Латвии. Рига, 1980, с.18-36.
- Вейнбергс И.Г., Вейнберга А.Ф. Особенности формирования береговой зоны Аральского моря в результате новейшего понижения уровня. - В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с.286-293.
- Вейнбергс И.Г., Розенблатс М.А. Позднечетвертичные колебания уровня моря в районе Чаунской губы Восточно-Сибирского моря и в некоторых других морях. - В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с.168-174.
- Вейнбергс И.Г. Древние берега Советской Балтики и других морей СССР. Рига, 1986, 168 с.
- Вистелиус А.Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. М.-Л., 1961, 157 с.
- Внучков В.А., Горбатов А.И., Яблоков К.В. Условия формирования морских отложений в прибрежной части шельфа Японского моря (Приморья). В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., 1975, с.132-137.
- Внучков В.А., Каплин П.А., Шлюков А.И. Древние береговые линии шельфа Японского моря. - Докл. АН СССР, 1976, т.228, № 4.
- Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А. и др. Новосибирские

- острова. - В кн.: Геология СССР. Остров Советской Арктики. М., 1970, т.26, с.324-374.
- Ганешин Г.С. Вопросы геоморфологии Сахалина. - В кн.: Материалы Второго геоморфологического совещания. М., 1959, с.3-20.
- Геология Балтийского моря/Под ред. В.К.Гуделиса и Е.М.Емельянова. Вильнюс, 1976, 384 с.
- Гершанович Д.Е., Забелина Э.К. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе Охотска. - Тр. Океаногр.ин-та АН СССР, 1957, вып.34, с.93-141.
- Герасимов И.П. Основные этапы развития рельефа равнин Турана в новейшее геологическое время. - В кн.: Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. М., 1976, с.20-42.
- Гильше А. Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене. - В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., 1974, с.186-221.
- Горещкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове). - В кн.: Проблемы физической географии. М., 1941, т.10, с.55-73.
- Горещкий Г.И. Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения? - Изв.Всесоюз.геогр.об-ва, 1951, т.83, № 2, с.186-192.
- Григорьев А.А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ним проблемы. - Тр. Сев.науч.-промысл.экспедиции ВСНХ СССР, 1924, т.43, вып.22, с.3-63.
- Григорьев Н.П., Самойлова А.А., Гайлит И.Т. Развитие кайнозойских побережий в восточном секторе моря Лаптевых. - В кн.: Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск, 1984, с.115-122.

- Гринбергс Э.Ф. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига, 1957. 122 с.
- Гринбергс Э.Ф., Кессел Х.Я., Пуннинг Я.-М.К., Ранмяэ Р.М. Применение радиоуглеродного метода для изучения древнебалтийских трансгрессий в Латвии. - В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., 1975, с.182-186.
- Гришанов А.Н., Еремин В.Н., Имнадзе З.А. и др. Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии (Западная Грузия) по палеонтологическим и палеомагнитным данным. - Бюл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1983, № 52, с.18-28.
- Гросвальд М.Г. Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов. - В кн.: Гляциологические исследования. М., 1963, № 9, с.119-144.
- Гросвальд М.Г. О происхождении "затопленных береговых линий" гляциальных шельфов Северной Атлантики. - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с.125-133.
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., 1983, 216 с.
- Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия мархида - вельт: двойной серж Баренцева ледникового щита? - В кн. Материалы гляциальных исследований. Хроника обсуждения. М., 1974, вып.24, с.173-188.
- Гуделис В.К. Дюны Куршю-Нерия и некоторые методические вопросы изучения современной эолодинамики. Вильнюс, 1957.
- Гуделис В.К. Общие черты развития морских берегов Восточной При-

- балтики в поздне- и послеледниковое время. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1961, т.8, с.89-96.
- Гуделис В.К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс, 1973, 264 с.
- Гуделис В.К., Лукошявичюс Л.С., Клейменова Г.И., Вишневская Е.М. Геоморфология и поздне-послеледниковые донные отложения Юго-Восточной Балтики. - В кн.: Baltica . Вильнюс, 1977, вып.6, с.245-255.
- Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск, 1973, 146 с.
- Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск, 1976, 127 с.
- Гурина Н.Н. Археологические памятники Кольского полуострова. - В кн.: Природа и хозяйство Севера. Апатиты, 1971, вып.2, ч.2, с.289-299.
- Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига, 1973, 312 с.
- Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Полякова Е.И. Строение и развитие лагун и баров арктического побережья Чукотки. - Геоморфология, 1980, № 4, с.77-84.
- Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск, 1982. 156 с.
- Денисов С.В. О прибрежно-морских россыпях золота южного побережья Охотского моря. - Геология и геофизика, 1967, № 4, с.28-34.
- Денисов С.В. Типы южных берегов Охотского моря, прибрежно-морские отложения и их минералогения. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968. с.174-176.

- Денисов С.В. Прибрежно-морские россыпи Северо-Западного Приохотья и условия их образования. Автореф.дис. ... канд. геол.-мин.наук. Владивосток, 1971. 28 с.
- Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины. - В кн.: Проблемы палеогеографии. Л., 1965, с.193-213.
- Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И., Серганов В.И. Новые данные по истории древней Вентспилсской лагуны. - В кн.: История озер Северо-Запада. Материалы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада. Л., 1967, с.51-56.
- Дибнер В.Д. История формирования позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Земли Франца-Иосифа. - В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., 1965, с.300-318.
- Дибнер В.Д. Острова Баренцева моря. Земля Франца-Иосифа и о.Виктория. - В кн.: Геология СССР. Острова Советской Арктики. М., 1970, т.26, с.60-108.
- Долотов Ю.С., Жаромскис Р.Б. О процессах дифференциации осадочного материала и текстурных особенностях отложений в верхней части отмелого шельфа. - В кн.: Проблемы четвертичной истории шельфа. М., 1982. с.III-123.
- Долотов Ю.С., Жаромскис Р.Б., Кирлис В.И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. М., 1982, 184 с.
- Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М., 1989. 270 с.
- Доскач А.Г. К вопросу о причинах колебаний уровня Каспийского моря. - В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980, с.II2-II6.

- Дьяков Б.Ф. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Тигильский район. - Тр.НИГРИ. Сер.А., 1936, вып.83.
- Евзеров В.Я., Лебедева Р.М., Каган Л.Я. Этап расчленения абразии и аккумуляции (средневалдайское (?) межледниковье). В кн.: История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1976, с.51-76.
- Евзеров В.Я., Еловичева Я.К., Лебедева Р.М., Раямяэ Р.А. Стратиграфия плейстоценовых отложений южной части Кольского полуострова. В кн.: Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты, 1981, с.97-107.
- Евсеев В.П., Смирнова Т.И. Условия формирования морских террас на восточном побережье Баренцева моря. - Вестн.МГУ, 1970. № 3, с.62-68.
- Егiazаров Б.Х. Северная Земля. - В кн.: Геология СССР. Острова Советской Арктики. М., 1970, т.26, с.237-323.
- Епифанов М.И. О террасах Аральского моря. - Тр.Союзной геол.-поиск.конторы, 1961, вып.2, с.164-169.
- Есин Н.В., Савин М.Т., Жиляев А.П. Абразионный процесс на морском берегу. Л., 1980, 200 с.
- Жуков М.М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. - Уч.зап. МГУ, 1941, вып.48.
- Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. - В кн.: Проблема Западного Казахстана. М.-Л., 1945, т.2.
- Загорская Н.Г. Новая Земля. - Тр. НИИГА, 1959, т.91.
- Загорская Н.Г. Острова Баренцева моря. Остров Колгуев. - В кн.: Геология СССР. Острова Советской Арктики. М., 1970, т.26, с.108-110.
- Загорская Н.Г. Новая Земля и Вайгач. Четвертичная система. -

- В кн.: Геология СССР. Острова Советской Арктики. М., 1970, т.26, с.160-165.
- Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Волновые процессы. М., 1946, 484 с.
- Зенкович В.П. О современном опускании берегов Камчатки. - Вопр. геогр., 1947, кн.3.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962, 711 с.
- Зенкович В.П., Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Лукьянова С.А. К геоморфологии западного побережья Камчатки. - В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971.
- Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в поздне- и послеледниковое время. - В кн.: Baltica . Вильнюс, 1974, вып.5, с.95-104.
- Зубаков В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., 1972. 200 с.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР (от 3300000 до 60000 лет). - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с.39-73.
- Иванов О.А. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин Восточной Якутии. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972, с.202-211.
- Ионин А.С., Каплин П.А. Особенности формирования морских террас. - Изв. АН СССР. Сер.геогр., 1956, № 5, с.9-21.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Леонтьев О.К. и др. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М., 1971. 181 с.

- Кайялайнен В.И., Кулаков Ю.Н. К вопросу о палеогеографии Яно-Индигирской (Приморской) низменности в неоген-четвертичное время. - В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966, с.274-282.
- Калинин А.А. Новые данные по генезису песков острова Айон. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961, вып.15, с.271-273.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока/Авт.: Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. М., 1974. 439 с.
- Канаев В.Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах. - Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т.32.
- Канаев В.Ф. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной гряды. - В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода. М., 1961, т.1, с.160-164.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., 1973. 265 с.
- Каплин П.А. Проблемы изучения колебаний уровня океана в послеледниковое время. - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с.6-11.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. и др. Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования). - В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977, с.33-42.
- Каплин П.А., Бадюков Д.Д., Селиванов А.О. Изучение береговых линий последних 15000 лет. - В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с.5-16.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Хронология морских террас четвертич-

ного возраста. В кн.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987, с.32-39.

Карабасников М.Н. О высоте береговой линии Межледникового моря в бассейне р.Северной Двины. - Тр. Совет.секции АИЧПЕ, 1937, вып.3, с.136-141.

Каррей Дж. Позднечетвертичная история материковых шельфов США.- В кн.: Четвертичный период в США. М., 1968, т.1, с.451-472.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975а, 279 с.

Квасов Д.Д. О позднечетвертичной истории Арала. - В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975б, с.73-78.

Квасов Д.Д., Трофимец Л.Н. Некоторые вопросы истории Аральского моря. - Бюл. МОИП. Отд.геол., 1976, т.51, № 6, с.78-93.

Кессел Х.Я. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР. - Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т.8, с.113-131.

Кессел Х.Я. История исследования лимниевой и мидиевой стадий Балтийского моря и стратиграфия лимниевой стадии в Эстонии. - В кн.: Baltica . Вильнюс, 1965; вып.2, с.21-45.

Кессел Х.Я., Пуннинг Я.-М.К. О распространении и стратиграфии отложений Иольдиевого моря на территории Эстонии. - Изв. АН ЭССР, т.18. Химия, геология, 1969, № 2, с.154-163.

Кессел Х.Я., Раукас А.В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин, 1967, 136 с.

Кесь А.С. О колебаниях уровня Аральского моря. - Природа, 1952, № 1.

Кесь А.С. О древних и современных трансгрессиях Аральского моря. - Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1960, вып.79.

Кесь А.С. Основные этапы развития Аральского моря. - В кн.:

Проблема Аральского моря. М., 1969, с.160-172.

Кесь А.С. Палеогеография Аральского моря в позднем плейстоцене и голоцене. - В кн.: Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М., 1983, ч.2, с.97-106.

Кинд Н.В., Левчук А.К. Морские каргинские отложения в бассейне Н.Таймыра и их микропалеонтологическая характеристика. - Бюл. Комиссии по изуч.четвертич.периода, 1981, № 51, с.118-131.

Кирюхин Л.Г., Кравчук В.Н., Федоров П.В. Новые данные о террасах Аральского моря. - Изв. АН СССР. Сер.геогр., 1966, № 1.

Китовани Т.Г. О чаудинских и древнеэвксинских отложениях Черноморского бассейна. - Тр. ВНИГНИ, 1971, вып.115, с.87-98.

Клейнер Ю.М. Южное Примугоджарье и Северное Приаралье. Четвертичные отложения. - В кн.: Геология СССР. М., 1970, т.21, ч.1, с.738-747.

Кленова М.В. Геология моря. М., 1948. 495 с.

Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М., 1960, 367 с.

Кнапс Р.Я. Перемещение наносов у берегов Восточной Балтики. - В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966, с.21-29.

Коваленко Ф.Я. К методике выделения уровней береговых линий фландрского возраста на основе морфологического анализа подводного склона побережья. - В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., 1978, с.55-59.

Кондратене О.П. Морские межледниковые отложения на Самбийском полуострове. - В кн.: Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Рига, 1966, с.26-35.

Коншин Г.И., Савваитов А.С., Слободин В.Я. Межморенные морские отложения Западной Латвии и некоторые особенности их формирования. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии.

Рига, 1970, вып.5, с.37-50.

Коншин Г.И., Савваитов А.С., Страуме Я.А. Спорово-пыльцевые комплексы морских отложений Западной Латвии. - В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига, 1971, с.43-49.

Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. - В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с.79-110.

Короткий А.М., Бровко П.Ф., Задкова И.И. и др. Последние этапы голоценовой трансгрессии в бассейнах Японского и Охотского морей. М., 1979, с.155-163.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья (стратиграфия и палеогеография). Новосибирск, 1980. 234 с.

Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря в четвертичном периоде (северо-западный шельф). - В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с.104-114.

Короткий А.М., Шумов Г.И. Геоморфологические и литолого-фациальные критерии распознавания плейстоценовых береговых линий (на примере Японского моря). - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с.208-221.

Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М., 1990, 216 с.

Котенев Б.Н., Беляев А.В., Матишов Г.Г., Мысливец В.И. Геоморфология подводной окраины Европы между Шпицбергом и Северной Норвегией. - В кн.: Природа и хозяйство Севера. Мурманск, 1976, вып.4.

Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского

щита. Л., 1979. 157 с.

- Кошечкин Б.И., Рубинраут Г.С., Лебедева Р.М., Каган Л.Я. Этап экзогенного преобразования, ингрессивной аккумуляции и террасирования побережий (поздне- и послеледниковье). - В кн.: История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1976, с.110-147.
- Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С. Морские террасы Южного Приморья. - В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., 1978. с.115-123.
- Краснов И.И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности. - Бюл.Комиссии по изуч.четвертич.периода, 1947, № 9, с.76-79.
- Кривулин К.П., Свиточ А.А. Развитие новейшей структуры Западной Камчатки. - Геоморфология, 1977, № 2, с.79-84.
- Кривулин К.П., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. К геоморфологии бухт Среднего Приморья. - В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., 1978, с.107-114.
- Кузнецова Т.П., Каплина Т.Н. Особенности морфологии береговых склонов, сложенных многолетнемерзлыми горными породами с жильными льдами. - В сб.: Условия залегания и свойства многолетнемерзлых пород на территории Якутской АССР. Якутск, 1960, с.60-70.
- Кулаков А.П. О развитии береговых линий Охотского и Японского морей в четвертичное время. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Хабаровск, 1968, с.177-178.
- Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972а, с.529-540.
- Кулаков А.П. О развитии в четвертичном периоде береговых линий

Охотского и Японского морей. - В кн.: Юг Дальнего Востока. М., 1972б, с.307-339.

Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, 1973. 183 с.

Кулаков А.П. Геоморфологическое строение района залива Николая и озера Мухтель (Северо-Западное Приохотье). - В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975, с.46-57.

Кулаков А.П. Морфотектоника материкового побережья юга Дальнего Востока и морские трансгрессии позднего плейстоцена - голоцена. - В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., 1979, с.144-154.

Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М., 1980, 175 с.

Куликов Н.Н., Мартынов В.Т. О древних береговых линиях на дне Карского моря. - Тр.Ин-та геологии АН ЭССР. 1961, т.8, с.147-154.

Куприна Н.П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. М., 1970, 147 с.

Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л., 1968. 128 с.

Лавров А.С. Четвертичные отложения бассейнов рек Средней Печоры и Вычегды. - В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970, с.326-331.

Лавров А.С. Кольско-Мезенский ледниковый поток. - В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М., 1977, с.83-89.

Лавров А.С. Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита. - Бюл.Комиссии по изуч.четвертич.

периода. 1981, № 5, с.51-60.

Лаврова М.А. К геологии Онежского полуострова Белого моря. - Тр.

Геол.музея АН СССР. 1931, т.8, с.3-66.

Лаврова М.А. К познанию четвертичных отложений Поморского берега

Белого моря. - Тр.Геол.-ин-та, 1933, т.3, с.5-39.

Лаврова М.А. О стратиграфии четвертичных отложений Сев.Двины.-

Тр.Совет.секции Международ.ассоциации по изуч.четвертич.
периода, 1937, т.1.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.,

1960. 233 с.

Лаврова М.А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии

Севера СССР с ээмской в Западной Европе. - Тр.Ин-та геоло-
логии АН ЭССР, 1961, т.8, с.65-88.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стра-

тиграфия). М., 1970. 323 с.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (па-

леогеография). М., 1972. 128 с.

Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных от-

ложений. - Землеведение, новая серия, 2 (Ч.2), 1948.

Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря. - Геоморфология, 1977,

№ 2, с.84-91.

Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история развития

северного шельфа Евразии. - Геоморфология, 1978, № 3,
с.19-27.

Лебедев Л.И., Алексина И.А., Кулакова Л.С., Барс Е.А., Горчи-

лин В.А., Едигарян Э.П., Нариманов А.А., Никишин А.В.,

Пашалы Н.В., Скульская З.М., Туровский Д.С., Холодов В.Н.,

Юсуфзаде Х.Б. Каспийское море (геология и нефтегазозно-
сность). М.: Наука, 1987, 296 с.

Левина Е.Б., Слюсарев А.Н., Хондкариан С.О., Чельцов Ю.Г.

О верхнеплейстоценовых отложениях северных берегов Аральского моря. - ДАН. Сер.геол., 1969, т.186, № 4-6, с.1384-1386.

Леонтьев О.К. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря. - ДАН, 1949, т.66, № 3, с.377-379.

Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов и дна. М., 1955, 378 с.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М., 1961. 418 с.

Леонтьев О.К. Побережье. Краткая географическая энциклопедия. М., 1962. 252 с.

Леонтьев О.К., Лоргус В.А., Лукьянова С.А. Новейшие вертикальные движения и динамика берегов материкового побережья Сахалинского залива Охотского моря. - В кн.: Развития морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966, с.129-137.

Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М., 1977. 210 с.

Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 1975. 336 с.

Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время. - Изв. АН СССР. Сер.геогр., 1953, № 4.

Леонтьев О.К., Халилов А.И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку, 1965. 206 с.

Леонтьев О.К. Проблемы Аральского моря. Вестник Мос.ун-та, серия геогр., 1986, № 5, с.46-52.

Линдберг Г.У. Крупные колебания Мирового океана в четвертичном периоде. Л., 1972. 548 с.

Лихарев Б.П. Общая геологическая карта Европейской части СССР.

Лист 69. Шенкурск - Вельск. Л.-М., 1933, 101 с.

Ломаченков В.С. Об основных этапах геологического развития Лено-Кольмской приморской низменности в позднечетвертичную и современную эпохи. - В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966, с.283-288.

Лонгинов В.В. Некоторые закономерности развития галечниковых пляжей. - Тр.Ин-та океанологии АН СССР, 1954, т.10, с.151-156.

Лукошавичюс Л.С., Гуделис В.К. Субаквальные поздне- и послеледниковые древнебереговые образования юго-восточного сектора Балтийского моря (зоны палеоголоценовых образований). - В кн.: Baltica, Вильнюс, 1974, вып.5, с.113-118.

Льмарев В.И. Берега Аральского моря - внутреннего водоема аридной зоны. Л., 1967. 252 с.

Маев Е.Г., Маева С.А., Николаев С.Д., Парунин О.Б. Новые данные по голоценовой истории Аральского моря. - В кн.: Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М., 1983, ч.2, с.133-144.

Макеев В.М. Геоморфологические исследования Североземельской экспедиции ААНИИ острова Октябрьской Революции в 1974-1976 гг. - В кн.: Исследования ледникового покрова и перигляциала Северной Земли. Л., 1981, т.367, с.111-119.

Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. - Тр. Главн.геол.упр. ВСНХ СССР, 1931, вып.48, 256 с.

Марков К.К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне и послеледниковой истории Балтики. - Тр. Комиссии по изуч.четвертич.периода, 1934, т.4, с.5-70.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. М., 1967, т.3, 440с.

- Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. М., 1968. 304 с.
- Марков Ю.Д. Четвертичные отложения шельфа Южного Приморья на примере залива Петра Великого (Японское море). - В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., 1979, с.169-174.
- Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Наука, Ленинградское отделение, 1984, 175 с.
- Молодцов А.И., Хютт Г.И., Макеев В.М., Барановская О.Ф., Космодамианский А.В., Пономарева Д.П., Большианов Д.Ю. Определение возраста раковин моллюсков из морских отложений островов Октябрьской революции и Котельный методом ЭПР. В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука, 1987, с.236-243.
- Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В., Куприн П.Н., Лимоннов А.Ф., Пивоваров Б.Л., Щербаков Ф.А. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М.: Наука, 1981. 244 с.
- Морозова В.Ф., Вихлянцева В.В. Стратиграфическое расчленение рыхлых кайнозойских отложений Эворано-Чукчагирской депрессии на основе палеоботанических данных. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965, с.116-122.
- Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Волкова Н.А., Жиндарев Л.А. Основные особенности морфологии внутренней зоны шельфа Чукотского моря. - В кн.: Геоморфология и палеогеография. М., 1978, с.131-134.
- Мусатов В.А. Древние береговые линии на шельфе дагестанского побережья Каспия. - В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980, с.99-112.

- Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. - Тр. ПИН АН СССР, вып. 105, 1965, 391 с.
- Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., 1967. 255 с.
- Невесский Е.Н. Условия образования концентраций полезных компонентов и их накопления в осадках прибрежно-шельфовой зоны моря. - В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971, с.84-93.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море (седиментогенез и история развития в голоцене). М., 1977, 236 с.
- Невесский Е.Н., Невесская Л.А. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. - Тр.Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т.8, с.3-20.
- Нейштадт М.И. О некоторых вопросах, возникающих в связи с изучением торфа Камчатки. - Бюл. МОИП. Отд.биол., 1936, т.22 (2).
- Низовья Аму-Дарьи. Сарыкамыш. Узбой. История формирования и заселения/Под ред. С.П.Толстова. М., 1960, 348 с.
- Никифоров С.Л. Основные черты развития шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей в позднеплейстоцен-голоценовое время. - Геоморфология, 1989, № 3, с.85-89.
- Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.-Л., 1964, 181 с.
- Никонов А.А. Проблемы неотектоники северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с.191-198.
- Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки/Под ред. П.А.Каплина. М., 1980, 295 с.

- Норденшельд А.Э. Экспедиция к устьям Енисея 1875 и 1876 годов. СПб, 1880. 198 с.
- Оледенение Земли Франца-Иосифа/Авт.: Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н. и др. М., 1973. 352 с.
- Орвику К.К. Морские берега Эстонии. Таллин, 1974, 112 с.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области. - В кн.: Палеогеография и отложения плейстоценовых южных морей СССР. М., 1977а, с.61-68.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене. - В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977б, с.131-140.
- Павлидис Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М., 1968. 112 с.
- Павлидис Ю.А. Климатическая зональность морфо- и литогенеза на шельфе Мирового океана: Автореф.дис. ... д-ра геогр.наук. М., 1986.
- Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. О формировании слоистости пляжевых россыпей. - Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1965, т.76, с.126-136.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (атлас-монография). М., 1982.
- Петров О.П. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., 1966. 290 с.
- Пинегин А.В., Рогозин А.А., Лещиков Ф.Н. и др. Динамика берегов озера Байкал при новом уровненом режиме. М., 1976, 88 с.
- Попов Г.И. К стратиграфии четвертичных отложений Понто-Каспия

- (Манычский пролив). — Науч. тр. Новочеркасск. политехн. ин-та. 1955, т. 26, с. 151–165.
- Попов Г. И. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР. М., 1970, т. 26, с. 447–491.
- Попов Г. И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М., 1983. 215 с.
- Потапенко Л. М. Четвертичные отложения и развитие рельефа бассейнов рек Вычегды и Средней Мезени. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975. 24 с.
- Пуминов А. П., Дегтяренко Ю. П., Ломаченков В. С. Позднекайнозойская история побережья Чукотского моря и Чукотского шельфа в связи с формированием россыпей. — В кн.: Геология моря. Л., 1973, вып. 2, с. 11–18.
- Пуннинг Я.-М. К. Эвстатические колебания уровня Балтики в голоцене. — В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с. 134–143.
- Раукас А. В., Кессел Х. Я., Эльтерман Г. Ю. Строение древних аккумулятивных береговых форм в Эстонии. — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, с. 85–104.
- Рвачов В. Д. О некоторых чертах геоморфологии шельфа и материкового склона Ньюфаундлендского и Лабрадорского районов. — Океанология, 1968, т. 8, № 4, с. 659–665.
- Рихтер В. Г. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1954, № 5, с. 57–63.
- Розенблатс М. А. Морфология дна Аральского моря. В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1976, с. 90–99.
- Рубанов И. В., Ишниязов Д. Т., Баксанкова М. А., Чистяков П. А. Геология Аральского моря. Ташкент: "Фан", 1987, 248 с.

- Рычагов Г.И. Голоценовая история Каспийского моря. - В кн.:
История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975,
с.29-33.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореферат на соискание ученой степени доктора географических наук. М., 1977, 62 с.
- Ряста Х. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. В кн.: Научные сообщения Ин-та геологии и географии АН Литовской ССР, IV, 1957.
- Сакс В.И. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период. - В кн.: Материалы по четвертичному периоду. М., 1952, вып.3, с.187-195.
- Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М., 1978, 264 с.
- Свиточ А.А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене. - В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М., 1976, с.178-197.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. О времени хвалынской трансгрессии Каспия (по данным абсолютного датирования). В кн.: Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М., 1983, с.122-126.
- Свиточ А.А., Янина Т.А., Парунин О.Б. Хронология плейстоценовых трансгрессий Каспия по данным абсолютного датирования. В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987, с.157-162,
- Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоизостазия в позднечетвертичное время. М., 1978. 270 с.
- Скиба Л.А., Хорева И.М. О верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях острова Карагинского. - Бюл. Комиссии по изуч. четвертич.периода, 1966, № 32, с.103-108.
- Смирнова В.М. Палеогеография позднеплейстоценовых и голоценовых

водоемов бассейнов среднего течения рек Северной Двины, Вычегды и Верхней Мезени (по данным диатомового анализа).

Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1976, 29 с.

Соловьев В.В. Геоморфологическое строение острова Сахалина. -

В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер., 1961, вып. 42, № 3, с. 177-193.

Спижарский Г.Н. Некоторые данные по геоморфологии Земли Франца-Иосифа. - Тр. Арктич. ин-та, 1936, т. 41.

Стелле В.Я. Стратиграфия отложений позднеледникового времени на территории Латвийской ССР. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Таллин, 1968. 30 с.

Страуме Я.А. Геоморфология. В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига. 1979, с. 297-439.

Стрелков С.А. Развитие береговой линии арктических морей СССР в четвертичном периоде. - В кн.: Морские берега. Таллин, 1961, с. 133-146.

Стрелков С.А. Центры оледенения на севере Сибири, условия и стадии их развития. - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., 1968, с. 88-98.

Стрелков С.А. Этап воздействия последнего ледникового покрова. - В кн.: История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1976, с. 76-109.

Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Г. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. - Тр. НИИГА, 1959, т. 91, с. 3-253.

Тараканов Л.В., Бирюков В.Ю. Геоморфологические признаки современной ингрессии моря Лаптевых в районе полуострова Шикотан. - Геоморфология, 1974, № 4, с. 98-100.

Тараканов Ю.А. Отражение внутреннего строения Земли в рельефе водной поверхности океана. - В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982, с.23-51.

Тараканов Ю.А., Черевко Т.Н., Карагиоз О.В. Отклонение поверхности океана от гидростатического сфероида и его интерпретация. - В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с.17-23.

- Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1980. 184 с.
- Троицкий С.Л., Кулаков Ю.Н. Колебания уровня океана и рельеф побережий. - В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. М., 1976, кн. I, с.351-405.
- Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин (стратиграфия). Новосибирск, 1979. 293 с.
- Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия. В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987, с.150-157.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. - Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т.22, с.5-76.
- Ульст В.Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига, 1957, 179 с.
- Ульст В.Г., Берзинь Л.Э. Мерзлотные деформации в отложениях Балтийского ледникового озера и их палеогеографическое значение. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1962, вып. I, с.155-174.
- Ульст В.Г., Берзинь Л.Э., Абрамов Е.П. Геологическое строение дна южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования. - В кн.: Baltica, Вильнюс, 1963, вып. I, с.137-149.
- Ульст В.Г., Вейнбергс И.Г. Слоистость отложений пляжа полного профиля. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1975, вып. 8, с.117-124.
- Ульст В.Г., Вейнбергс И.Г., Розе В.К. и др. Основные черты рельефа и палеогеографии Чаунской губы в позднем кайнозое. - В кн.: I Съезд советских океанологов. М., 1977, вып. 3, с.66-67.

- Уровень, берега и дно океана/Под ред. Н.В.Сомова и О.К.Леонтьева. М., 1978.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — Тр.ГИН, 1957, вып.10, с.3-298.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М., 1978. 166 с.
- Федоров П.В. О некоторых вопросах голоценовой истории Каспия и Арала. — В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980, с.19-22.
- Хершберг Л.Б., Рязанцев А.А., Гуськов Л.Г. и др. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей. — В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М., 1982, с.196-207.
- Хорева И.М. Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1988, 105 с.
- Цейнер Ф.Е. Плейстоцен. М., 1963. 309 с.
- Чемеков Ю.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей и северной части Тихого океана. — В кн.: Морские берега. Таллин, 1961, с.155-174.
- Черемисинова Е.А. О диатомовой флоре миндель-рисских межледниковых отложений юго-восточной части Калининградской области. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1970, № 5, с.49-63.
- Чернов Г.А. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. — Бюл.Комиссии по изуч.четвертич.периода, 1947, № 9.
- Чижов О.П., Корякин В.С., Давидович Н.В. и др. Оледенение Новой Земли. — Гляциология, 1968, № 18, 338 с.
- Шарков В.В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М., 1964. 430 с.
- Шепард Ф.П. Морская геология. Л., 1976. 488 с.

- Шнитников А.В. Динамика водных ресурсов бассейна Арала в свете его климатических трансгрессий. - Тр. Лабор.озероведения АН СССР, 1961, т.14, с.10-88.
- Шлюков А.И., Воскресенская Т.Н., Каплин П.А., Свиточ А.А. Строе-ние и история развития верхней части шельфа Западной Кам-чатки в конце плейстоцена и голоцене. - В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., 1975, с.95-98.
- Шуйский Ю.Д. О воздействии сильных штормов на песчаные берега Восточной Балтики. - Океанология, 1969, № 3, с.475-478.
- Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с транс-грессиями и регрессиями океана в плейстоцене. - В кн.: Изменения уровня моря. М., 1982, с.189-194.
- Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоце-не. М., 1983. 214 с.
- Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М., 1978.
- Эберхард Г.Я. Строеение и развитие долин бассейна реки Даугава. Рига, "Зинатне", 1972.
- Экман И.М. Четвертичная система. - В кн.: Геология Карелии. Л., 1987, с.79-93.
- Яковлев С.А. Наносы и рельеф г.Ленинграда и его окрестностей. Л., 1926, ч.2, 264 с.
- Яковлев С.А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. - Бюл. Комиссии по изуч.четвертич.пе-риода, 1947, № 9.
- Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. - В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР. М., 1953, вып.15, с. 3-736.

- Āboltiņa-Presņikova A. Par Ancilus ezera un Litorīnas jūras nogulumiem Babītes lagūnas teritorijā. - LPSR ZA Ģeol. un derīgo izrakteņu inst. Raksti, 1960, 5.sēj., 57.-66. lpp.
- Bourcart J. Le marge continentale, essai sur les regressions et transgressions marines. - Bull. Soc. Geol. France, vol. 8, p. 393-474.
- Bourcart J. Géographie du Fond des Mers. Paris, 1949. 307 p.
- Cathles L.M. The viscosity of the earth's mantle. Princeton, 1975. 386 p.
- Chappell J. Late Quaternary and Hydroisostasy on the Layered Earth. - Quatern. Research, 1974, vol.4, p.405-428.
- Clark J.A., Farrell W.E., Peltier W.R. Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation. - Quatern. Research, 1978, vol. 9, p. 265-287.
- Davidson-Arnott R.G.D., Greenwood B. Bedforms and structures associated with bar topography in the shallow-water wave environment, Kouchi-bouguac Bay, New Brunswick, Canada. - J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 3, p. 698-704.
- Dolukhanov P.M. The Quaternary history of the Baltic, Leningrad and Soviet Carelia. - In: The Quaternary history of the Baltic. Uppsala, 1979, p. II5-II25.
- Ente P.S. Thickness variations of the sandy Almere deposits in the former Zuiderzee area (The Netherlands). - In: Deltaic and shallow marine deposits. 1964, vol. I.
- Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level. - Phys. a. Chem. Earth, 1961, vol. 4, p. 99-185.
- Fraser G.S., Hester N.S. Sediments and sedimentary structures of a beachridge complex: Southwestern shore of Lake Michigan. - J. Sediment. Petrol., 1977, vol. 47, N 3, p. II87-II200.

- Gaposchkin E.M., Lambeck K. Earth's gravity field to the 18 th degree and station coordinates from satellite and terrestrial data. - J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 20.
- Grønlie O.T. Contribution to the Quaternary geology of Novaya Zemlya. Report of the scientific results of the Norwegian expedition to Novaya Zemlya 1921. Kristiania, 1924, vol. I, N 21.
- Gudelis V. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologinės raidos velyvame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindiniai etapai. - Vilnius Valst. V. Kapsuko Vardo Univ. Mokslo Darbai, 1955, t. 3, p. 119-139.
- Gudelis V. The Quaternary history of the Baltic Lithuania. - In: The Quaternary history of the Baltic. Uppsala, 1979, p.159-173.
- Gudelis V., Klimavičiene V. On the glacier recession, development of local glacial lakes and the Baltic Ice Lake in the northern part of the Lithuanian seacoast. В сб.: Baltica, 7, Вильнюс, 1982, с. 83-94.
- Guilcher A. Estuaries, deltas, shelf, slope. - Sea, 1963, vol. 3.
- Hausen H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildung in der russischen Ostseeländern. - Fennia, 1913 a, vol. 34, N 2, p.181.
- Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern. - Fennia, 1913 b, vol. 34, N 3, p. 32.
- Hoefler H. Über der Bau Novaja Semlja's. - Graf Wiczek's Nordpolarfahrt im Jahre 1872. Petermanns Geogr.Mitt., 1874, Bd 20.
- Holmes M.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf.- In: Marine geology and oceanography of the Arctic Seas / Ed. by Y. Herman. Berlin, 1974.
- Hopkins D.M. Quaternary marine transgressions in Alaska.- In: The Bering Land Bridge. Stamford, 1967, p. 47-90.

- Hoyt J.N. High-angle beach stratification, Sapelo Island, Georgia. - J. Sediment. Petrol., 1962, vol. 32, N 2, p. 309-311.
- Kessel H., Raukas A. The history of the Baltic Estonia. - In: The Quaternary history of the Baltic. Uppsala, 1979, p.127-146.
- Koeflitz R. Observations on the geology of Franz Josef Land. - Quart. J. Geol. Soc., 1898, vol. 54.
- March J.G., Vincent S. Global detailed geoid computation and model analysis. - Geophys. Surv., 1974, vol. I.
- Marthinussen M. Coast and fjord area of Finmark. - NGU, 1960, N 208, p. 109-120.
- Marthinussen M. Contributions to the Quaternary geology of north-eastermost Norway and the closely adjoining foreign territories. - NGU, 1974, N 315, p. 157.
- Mc-Kee L. D. Primary structure in some recent sediments. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1957, vol. 41, N 8, p.1704-1747.
- Mörner N.-A. Eustasy and geoid changes. - J.Geol., 1976, vol. 84, N 2, p. 123-151.
- Mörner N.-A. Eustatic changes and geoidal eustasy. - In: Earth geology and late Cenozoic isostatic movements. Abstr. Stockholm, 1977.
- Nansen F. A geological sketch of Cape Flora and its neighbourhood. - In: The Jurassic fauna of Capa Flora, Franz Josef Land. The Norwegian North Polar expedition 1893-1896. Sci. results. Christiania, 1900, vol. I.
- Payer J. Die Osterreichisch-Ungarische Nordpol-Expedition in den Jahren 1872-1874, nebst einer Skizze der 2-ten Deutschen Nordpol-Expedition. Wien, 1876.
- Perrier R. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, N 3.

- Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. - Fennia, 1898, vol. 16, N 1, p. 151.
- Ramsay W. On relations between crustal movements and variations of sea-level during the Late-Quaternary time, especially in Fennoscandia. - Fennia, 1924, vol. 44, p. 39.
- Reineck H.E. Sedimentgefüge im Bericht der südlichen Nordsee. - Abh. Senckenbergischen Naturforsch. Ges., 1963, Bd 505, S. 51-138.
- Sauramo M. Land uplift with hingelines in Fennoscandia. - Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, 1955, vol. 3, p. 25.
- Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee. - Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A, 1958, vol. 5, N 51, p. 522.
- Schwartz M. L. Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion. - J.Geol., 1965, vol. 75, N 3, p. 528-534.
- Siebold E. Geological investigation of near-shore sand-transport - examples of methods and problems from the Baltic and North seas. - In: Progress in oceanography. Oxford etc, 1963, vol. I.
- Süß E. Das Antlitz der Erde. Leipzig; Wien, 1888.
- Tanner V. Studien Öfver Kvatärsystemet i Fennoskandas nodliga delar. 4. Om nivaförändringarna och grunddragen av dem geographiska utvecklingen öfter istiden i ishavsf inland samt om honotaxin av Fennoskandias Kvatära marina avlayringar. - Fennia, 1930, vol. 53, N 1, p. 589.
- The Quaternary history of the Baltic / Ed. by V. Gudelis, L.-K. Königsson, Uppsala, 1979, 279 p.
- Thompson W. Original structures of beaches, bars and dunes.- Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, vol. 48, N 6, p. 723-752.
- Ulsts V. Piekraste. -In: Latvijas PSR geologija. Rīga, 1961, 214-250.
- Veinbergs I. The Quaternary history of the Baltic, Latvija. - In: The Quaternary history of the Baltic. Uppsala, 1979, p.