А. А. РОГОЗИН

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА БАЙКАЛА И ХУБСУГУЛА

Морфология, динамика и история развития

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А. А. РОГОЗИН

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА БАЙКАЛА И ХУБСУГУЛА

Морфология, динамика и история развития

Ответственный редактор
доктор географических наук *Л. Н. Ивановский*

ВО «НАУКА»
НОВОСИБИРСК
1993

УДК 551.417 : 528.71

Береговая зона Байкала и Хубсугула: Морфология, динамика и история развития/А. А. Рогозин.— Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993.— 168 с.
ISBN 5—02—030476—X.

Монография посвящена проблеме развития в течение голоцена берегов озер Байкальской рифтовой зоны. Развитие это началось в доголоценовое время при стоянии низких уровней и продолжалось в голоцене при непрерывном поднятии уровня, происходившем на фоне его колебаний, обусловленных ритмическими изменениями климата разных порядков. Наибольшее внимание уделено аккумулятивным формам берегового рельефа — индикаторам динамики берегов. Приводятся данные о влиянии неотектонических и мерзлотных процессов на динамику береговой зоны.

Работа будет полезна для географов различных научных направлений и всех специалистов, работающих на Байкале или Хубсугуле, для туристов.

Табл. 5. Ил. 52. Библиогр.: 215 назв.

Рецензенты

доктор географических наук *А. Г. Золотарев*
кандидат геолого-минералогических наук *С. С. Осадчий*

Утверждено к печати
Институтом земной коры СО РАН

Научное издание

Рогозин Алексей Алексеевич

БЕРЕГОВАЯ ЗОНА БАЙКАЛА И ХУБСУГУЛА

Морфология, динамика и история развития

Редакторы *И. С. Цитович, А. М. Самсоненко*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Художник *И. А. Пискун*
Технический редактор *Т. Н. Драгун*
Корректор *М. Б. Успенская*

ИБ № 51052

Сдано в набор 22.03.93. Подписано в печать 11.06.93. Формат 60 × 90$^1/_{16}$. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр.-отт. 10,8. Уч.-изд. л. 11,5. Тираж 300 экз. Заказ № 579. С107.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО «Наука», Сибирская издательская фирма. 630090 Новосибирск, ул. Советская, 18.
Новосибирская типография № 4 ВО «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

Р $\frac{1804020300—107}{042(02)—93}$ КБ — 6—55—1993

© А. А. Рогозин, 1993
© Российская Академия наук, 1993

ISBN 5—02—030476—X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Берега Байкала, в отличие от берегов других широко известных у нас в стране и за рубежом внутренних водоемов, исследованы недостаточно полно. Изучение берегов Хубсугула осуществлено впервые. Что же касается процессов формирования рельефа береговой зоны и современной динамики внутренних морей, то они обследованы достаточно хорошо, в значительно меньшей степени известна история формирования береговой зоны [Каплин, 1973].

Береговые зоны Байкала и Хубсугула формировались в течение длительного времени, их развитие тесно связано с историей развития рифтовых впадин байкальского типа, к которым относятся и Байкал, и Хубсугул. Значительная роль в истории развития береговой зоны обоих водоемов принадлежит неотектоническим смещениям суши, а также изменениям положения уровня озер вследствие циклических, ритмических и более высоких рангов его колебаний [Шнитников, 1957; Афанасьев, 1967; и др.]. На фоне этих неотектонических, гидрологических и климатических процессов и развивались береговые зоны Байкала и Хубсугула. Несмотря на различие размеров, всем рифтовым котловинам байкальского типа свойственны сходные морфологические черты: асимметрия поперечного профиля, удлиненность, значительная крутизна подводных склонов. Озера отличаются скалистостью берегов, полуостровов и островов. Озерная аккумуляция, относительно отмелые берега возникли только на сравнительно поздних стадиях эволюции и почти целиком связаны с устьями крупных рек [Флоренсов, 1964, 1968]. Эти водоемы проточны, их уровень зарегулирован порогом стока.

Береговые зоны Байкала и Хубсугула формировались в послеледниковое время в течение всего голоцена в условиях отсутствия шельфа в современном его понимании [Мысливец, 1975; Логвиненко, 1980]. Берегоформирующие процессы протекали в основном на крутых подводных склонах при волновых воздействиях сравнительно короткопериодных ветровых волн. В этих условиях в небольших по сравнению с морями водоемах удлиненной формы многообразные аккумулятивные формы могут создаваться вдольбереговыми потоками наносов, формирующимися в узкой, шириной всего в несколько длин волны, зоне. Эти потоки образуются крутыми короткими волнами, не подвергнутыми полной рефракции и потому подходящими к берегу под некоторым углом [Зенкович, 1962; Каплин, 1973].

Широкое развитие подводных каньонов на отдельных участках береговой зоны Байкала приводит к дефициту наносов во вдольбереговом потоке, что усиливает абразию берегов и дна на этих участках [Карабанов, Фиалков, 1987]. Аналогичные условия (распространение каньонов) и на Хубсугуле, где на многих участках ощущается дефицит нагрузки потока наносов. Предполагают, что Хубсугул моложе Байкала [Кузнецов и др., 1973], в частности потому, что береговая зона Хубсугула эволюционировала менее длительно, чем Байкала, ибо протяженность аккумулятивных берегов на Хубсугуле в 3 раза меньше, чем на Байкале и других водоемах, расположенных в аналогичных климатических условиях [Соловьева, 1982], а материал пляжей на большом их протяжении мало окатан по сравнению с байкальским. Но те же климатические условия, которые на Хубсугуле ближе к высокопиротным, расположение его в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород, особенности ледового периода (более 6 мес в году оно подо льдом) обусловливают снижение суммарного литодинамического эффекта волнения и скорости развития береговой зоны, поэтому динамический возраст береговой зоны Хубсугула меньше [Сафьянов, 1978; Новиков, 1982].

Берег — это зона взаимодействия гидро-, лито-, атмо- и биосферы, а в настоящее время и техно- или ноосферы. Без оценки условий взаимодействия этих оболочек невозможны рациональное размещение и эксплуатация хозяйственных объектов на побережьях с учетом сохранения природной среды.

Освоение берегов, как и любых других природных объектов, предполагает необходимость их предварительного изучения, чтобы сохранить или как можно меньше нарушить естественный ход их развития и тем самым свести к минимуму вредные последствия вмешательства человека в природный процесс, обусловленный волновыми воздействиями, часто активизирующимися именно на участках строительства хозяйственных объектов [Сокольников, 1976], что необходимо заранее предусматривать. Но прогнозировать можно только те процессы, развитие (саморазвитие) которых известно [Марков, 1976]. В этом отношении будут полезны данные, касающиеся истории развития береговой зоны, которые необходимы для того, чтобы правильно определить общее направление формирования берега [Егоров, 1957; Каплин, 1973; Сафьянов, 1978; и др.].

При написании настоящей работы наибольшее внимание мы уделяли аккумулятивным берегам, являющимся чуткими индикаторами современной динамики берега. С помощью морфологического анализа генераций береговых валов можно восстанавливать историю развития не только самих аккумулятивных форм, но и прилегающих участков берегов других типов [Леонтьев, 1954; Ионин, 1961; Зенкович, 1962]. Они также служат как природные берегозащитные сооружения [Сокольников, 1976; и др.], многие из них отчленяют лагуны (соры), играющие значительную роль в рыбном хозяйстве, их поверхности представляют собой благоприятные площадки для освоения, особенно рекреационного. На озерах рифтового генезиса, каковы Байкал и Хубсугул, аккумулятивные берега составляют соответственно 23 и 6 % от их общей протяженности. Особое внимание мы направляли на исследования морфологии, динамики и истории развития бара Остров Ярки, отчленяющего лагуну Ангарский сор, имеющую большое хозяйственное (рыбохозяйственное) значение. Сам бар Остров Ярки в связи со строительством БАМ становится важным в рекреационном отношении, так же как и другие береговые дуги Байкала. Нам представлялось необходимым детально рассмотреть и другие аккумулятивные формы: Посольские косы, косу Заворотную, петлевидные косы Малого Моря и другие формы на Байкале и аналогичные образования на Хубсугуле. Значительное место при этом уделено абразионно-аккумулятивным берегам обоих озер.

На страницах этой книги вы найдете описание устьевых форм берегового рельефа, характерных только для Байкала, а также результаты сопоставления материалов исследований морфологии и динамики берегов Байкала и Хубсугула. Это дало возможность ориентировочно сравнить особенности, т. е. аналогии и различия берегоформирующих процессов на озерах, родственных в генетическом отношении.

Результаты настоящей работы должны быть полезны при разработке мероприятий комплексного рекреационного характера, разработке схем освоения наиболее перспективных в рекреационном и других отношениях локальных участков и инженерной защиты их берегов, использования аккумулятивных форм для создания портов, убежищ (отстоев), оградительных береговых гидротехнических и наносорегулирующих сооружений. Собранные материалы будут способствовать составлению проекта генеральной схемы оптимального комплексного хозяйственного освоения береговых зон Байкала и Хубсугула.

Представляемые материалы уже использованы при составлении Территориальной комплексной схемы охраны природы (ТерКСОП) оз. Байкал. Изложенные в работе сведения будут полезны и при создании на Байкале природных национальных парков и заповедников, в частности на северо-западном побережье озера.

Речь также пойдет о естественной динамике береговой зоны, но особенно подробно освещено влияние подъема уровня, вызванного подпором Иркутской ГЭС, выразившееся в том, что прибрежно-соровая зона Байкала в настоящее время отмирает (размываются аккумулятивные формы, отчленяющие лагуны), а это весьма неблагоприятно в рыбохозяйственном и рекреационном отношениях.

Работа может послужить основой для прогноза состояния берегов при проектировании их хозяйственного освоения, когда будут определены виды предполагающихся техногенных воздействий на береговую зону.

В работе использованы материалы натурных исследований, выполненных в ходе топогеодезических работ с использованием дистанционного мониторинга, включающего сопоставление материалов многократных аэрофотосъемок.

Автор выражает искреннюю признательность своим постоянным помощницам Л. И. Сергеевой и Г. И. Кустовой, а также коллеге А. А. Якимову, приносит глубокую благодарность Ю. Н. Сокольникову и Ф. С. Зубенко, проявившим интерес к исследованиям берегов Байкала и Хубсугула и способствовавшим написанию работы, а также ныне покойному профессору О. К. Леонтьеву; затем Д. В. Лопатину, Е. В. Максимому, Л. Г. Никифорову, С. С. Осадчему и В. М. Широкову за полезные отзывы и ценные замечания при подготовке рукописи к печати.

ВВЕДЕНИЕ

История освоения человеком суши и Мирового океана неразрывно связана с исследованиями берегов морей и океанов [Дергачев, 1982]. Это касается и побережий Байкала и Хубсугула. С давних времен и по сей день Байкал и Хубсугул представляют собой мощные транспортные артерии как в навигационный, так и в зимний периоды. В береговой зоне Байкала действуют автодороги и железные дороги, в том числе участок БАМа. По Хубсугулу с каждым годом все больше грузов следует во внутренние районы Монголии. По берегу озера проходит автодорога, связывающая Северную Монголию с остальной ее территорией.

Аккумулятивные формы рельефа береговой зоны создает один из основных берегообразующих процессов — вдольбереговой поток наносов. Морфология и особенно очертания (в плане) этих форм зависят как от интенсивности гидродинамических условий, так и от состава материала, влекомого потоком наносов. В условиях Байкала и Хубсугула этот процесс осложнен: шельф на озерах очень узкий, при циклических повышениях уровня значительная часть материала потока наносов оттягивается на глубину, начинает ощущаться дефицит наносов за исключением короткого периода активизации абразии на прилегающих участках. Более того, рельеф подводных склонов Байкала и Хубсугула осложнен каньонами, вершины некоторых из них близко подходят к берегу, это обусловливает частичный или иногда полный непропуск наносов. Последние по каньонам сваливаются на глубину.

Известно также, что аккумулятивным формам береговой зоны принадлежит особая роль в формировании и истории развития берегов других типов. Так, аккумулятивные формы представляют собой естественные берегозащитные образования, в основном это пляжи, являющиеся неотъемлемой частью берегов любого типа. Известно, что смыв пляжевого материала у волноотбойных стен приводит к их разрушению [Кулиш, 1966].

Некоторые аккумулятивные формы береговой зоны (косы, бары, пересыпи) отчленяют лагуны (соры), в которых сформировался своеобразный гидробиологический режим, необходимый для нереста, нагула и выроста молоди почти всех промысловых рыб Байкала. Аккумулятивные формы очень динамичны, а там, где есть движение, всегда остаются следы, помогающие восстанавливать и изучать прошлое, перекидывая мост в настоящее и прогнозируя будущее [Каракозов, 1979].

Анализ взаимного расположения и морфологии генераций (серий) береговых валов позволяет реконструировать историю

развития не только тех или иных аккумулятивных форм, но и прилегающих к ним берегов других типов и представляет собой значительную часть морфологического анализа — одного из основных методов изучения динамики морских берегов [Леонтьев, 1954; Ионин, 1961; Морская геоморфология, 1980]. Активизация размыва или аккумуляции на тех или других участках берега свидетельствует об изменениях в бюджете наносов, что, в свою очередь, сказывается на темпе абразии прилежащих к аккумулятивным формам участков берега или говорит об изменении баланса твердого стока рек [Зенкович, 1962; Ионин, 1961]. В условиях Юго-Восточного Байкала значительную роль играют и берегозащитные сооружения (волноотбойные стенки и др.), которые прекратили абразию берегов и лишили поток наносов одного из постоянных источников питания, и в силу известных причин [Кулиш, 1966] пляжевый материал оттянулся на глубину и обеднил бюджет потока наносов. Последнее очень важно для составления прогноза переформирования берегов, прилегающих к защищенным участкам в направлении вдольберегового потока наносов. Все изложенное выше в той или иной мере определяет условия хозяйственного освоения береговой зоны и степень эффективности и рациональности использования природных ресурсов оз. Байкал.

Протяженность аккумулятивных берегов на Байкале составляет ~23 % от общей длины береговой линии озера. Но они наименее изучены из-за их динамичности и порой малодоступности. Динамичность часто не позволяет фиксировать положение и очертание форм относительно ближайших закрепленных ориентиров, ибо закрепить их просто негде. Переформирование в разной степени затрагивает различные участки больших пространств, включая и места закрепления ориентиров. Например, на Селенгинском побережье за последние десятилетия были уничтожены пункты геодезической сети на Посольских косах, Бабьей Карге и в других местах.

При стоянии высоких уровней аккумулятивные формы затопляются и становятся мало- или совсем недоступными. И только многократная и разномасштабная аэросъемка позволяет получить информативные материалы.

В береговой зоне Байкала есть аккумулятивные береговые формы практически всех типов, описанных В. П. Зенковичем [1962] и сформировавшихся в условиях морей и океанов и крупных замкнутых водоемов, каким мы считаем и Байкал. По-видимому, не зря в народе его называют морем. Впрочем, и автор в дальнейшем будет придерживаться этого термина.

Применению аэро- и космических материалов в природных исследованиях посвящена обширная литература. Значительное внимание в ней уделялось преимуществам аэро- и космических методов при исследовании берегов и шельфа.

В береговой зоне происходит комплекс современных наиболее интенсивных физико-геологических процессов и явлений, которые

подчас недоступны для натурных исследований и получения их качественных и количественных характеристик. Тем более что при использовании морфологического анализа для решения задач, направленных на исследование морфологии и динамики берегов, необходимо анализировать и сопоставлять рисунок и расположение береговых валов, слагающих участки различных очертаний, которые принимает береговая линия на том или ином этапе своего развития или при колебаниях уровенного режима. Многократная же аэрофотосъемка позволяет получить материалы, дающие возможность проследить результаты деятельности береговформирующих процессов. Представляется также реконструировать последствия этих процессов, строить морфодинамические схемы для анализа истории развития древних береговых форм с целью установить закономерности их развития и на этой основе составлять прогноз, необходимый при освоении береговой зоны с соблюдением природоохранных мероприятий.

Нами учитывались рекомендации по использованию аэро- и космических материалов в береговых исследованиях, имеющиеся в литературных источниках [Алексопольский, 1956; Применение..., 1961; Зданович, 1963; Баранова и др., 1967; Зубенко, 1967; Гурьева и др., 1968; Виноградов, Кондратьев, 1971; Применение..., 1976; Орлов, 1975; Гурьева и др., 1976; Гонин, 1980; Садов, Ревзон, 1979; Назиров, 1982; Виноградов, 1984; Шарков и др., 1985; и др.]. Выполнена периодическая аэрофотосъемка с аэровизуальным обследованием, проведен анализ и обобщены материалы (аэро- и космические) с последующим полевым контролем и дополнительными натурными наблюдениями с целью прогнозирования и рационального использования ресурсов береговой зоны Байкала и Хубсугула.

Применяли мы и элементы мониторинга береговой зоны: слежение за состоянием берегов, фиксирование положения морфологических элементов береговой зоны, циклических (уровенных) и антропогенных факторов ее динамики. Установлено, что основными преимуществами аэро- и картографического изображения как модели местности надо считать то, что такое изображение есть образно-знаковая модель; эта модель отображает ту или иную часть действительности в схематизированном (генерализованном) виде; она подтверждает, что картографическому моделированию доступны не только внешние формы объектов, но и их внутреннее содержание [Асланикашвили, 1974].

Изложенное в еще большей мере относится к аэро- и космическим снимкам, ибо они являются основой для составления карт и позволяют восстановить (реконструировать) следы береговых процессов. Сопоставляя следы давних и современных процессов, можно установить закономерности, на основании которых окажется возможным и прогнозирование.

Используя принципы актуализма, гласящие, что «настоящее есть ключ к познанию прошлого» и что «прошлое есть ключ к познанию настоящего» [Флоренсов, 1978], можно в какой-то мере говорить и о познании будущего.

Глава 1

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ БАЙКАЛА ПРИ ИСКУССТВЕННОМ УРОВЕННОМ РЕЖИМЕ

Колебания уровня водоема есть один из важнейших факторов развития рельефа побережий [Долотов, 1989; и др.].

С августа 1959 г. на Байкале установился искусственный уровенный режим, созданный подпором Иркутской ГЭС. Сток из озера становится зарегулированным и зависит как от климатических факторов, так и от режима сбросов воды через агрегаты ГЭС, что привело к повышению уровня более чем на 1 м, который в августе 1962 г. достиг нормального подпорного горизонта (НПГ) Иркутского водохранилища.

Амплитуда годовых изменений уровня уменьшилась, но в многолетнем разрезе — увеличилась. Это отразилось на интенсивности разрушения берегов, ибо в период с 1959 по 1972 г. и позже стояли самые высокие за последние 200 лет отметки уровня, что обусловило катастрофические размывы берегов, особенно в штормовой период, в августе — сентябре. Следовательно, береговые исследования приобретают большее значение [Афанасьев, 1975б; Пинегин и др., 1976], особенно по отношению к аккумулятивным формам берегового рельефа, подвергшимся наибольшим переформированиям.

Значительная протяженность береговой линии Байкала — более 1800 км, разнообразие геолого-структурных, геоморфологических, упомянутых экзогенных геологических процессов, очертаний береговой линии в сочетании с величинами уклонов подводного берегового склона, бюджета наносов и волновых воздействий обусловливают разнообразие типов берегов этого озера.

Изучение истории развития различных типов берегов с целью выявить взаимосвязи берегоформирующих процессов для обеспечения прогноза может быть осуществлено на основе генетической классификации. В настоящей работе для Байкала и Хубсугула при выделении типов берегов принята единая классификация О. К. Леонтьева [1963]. В соответствии с ней на Байкале отмечаются следующие типы: структурно-абразионные, денудационно-абразионные, абразионные, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные. В каждом из основных типов в зависимости от доминирующего влияния на формирование берега какого-либо фактора или процесса могут быть выделены подтипы. Так, абразионные берега по морфологии, динамике и характеру проявления берегоформирующих геодинамических процессов подразделяются на абразионно-обвальные, абразионно-осыпные и абразионно-оползневые [Пинегин и др., 1976].

На Байкале преобладают различные типы абразионных берегов, протяженность их составляет ~80 % длины всей береговой линии. На долю аккумулятивных берегов приходится ~20 %.

Структурно-абразионные берега

Структурно-абразионные берега широко развиты на западном побережье и на отдельных участках восточного побережья Байкала. Морфологический облик этих берегов определяется соотношением направления береговой линии с простиранием разрывных и складчатых структур. Характерная их особенность — приуроченность к региональным разломам, оконтуривающим борта байкальской впадины.

Хотя в формировании структурно-абразионных берегов основная роль принадлежит абразии, этот процесс происходит очень медленно, ибо берега практически неразмываемы и повышение уровня не оказало на них заметного влияния.

Денудационно-абразионные берега

Денудационно-абразионные берега широко развиты вдоль горных склонов Приморского, Байкальского, Баргузинского и Морского хребтов и формируются в основном в предгорных шлейфах, сложенных супесчано-глыбовыми отложениями. Отмытый крупноглыбовый материал скапливается на узком пляже и образует естественную каменную наброску, защищающую берег от размыва.

До повышения уровня озера денудационно-абразионные берега практически не размывались. После подъема уровня произошли размывы оснований клифов. Ширина зоны размыва составила в среднем 4—5 м; максимальная ширина размыва достигала 10—12 м. Мелкообломочный материал, поступивший в волноприбойную зону, смыт за пределы узкого мелководья на глубину.

Абразионные берега

Абразионные берега разных типов составляют ~80 % протяженности береговой линии Байкала. Они распространены в районах, где побережье представляет собой предгорную аккумулятивную равнину, сложенную комплексом озерно-речных террас, холмисто-грядовым рельефом морен и аллювиально-пролювиальными конусами выноса. Наиболее широко этот тип берега распространен на юго- и северо-восточном побережьях Байкала, а также в Малом Море, как на материковом побережье, так и на о. Ольхон, включая и морские его берега. Сложены они и на о. Ольхон, включая и морские его берега. Сложены они неогеновыми и четвертичными отложениями.

Аллювиально-пролювиальные конусы выноса распространены вдоль подножий Байкальского, Баргузинского и Приморского

хребтов. Местами они сливаются, образуя предгорные шлейфы протяженностью в десятки километров. Ледниковые отложения широко развиты на северо-восточном побережье. На указанных выше участках побережья озера абразионные берега подверглись наиболее интенсивному размыву. В первые 4—6 лет после повышения уровня, значительно превышающего НПГ, среднегодовая скорость размыва низких берегов составляла 3—4 м, максимальная — 12 м в год. В последующие годы, когда уровень был более низким, скорость размыва снизилась в 4—5 раз.

Высокие абразионные берега наиболее интенсивно размывались также в первые 6 лет после подъема уровня. Ширина зоны размыва колебалась от 2 до 6 м, на отдельных участках достигала 20 м в год.

Размывы дна распространились до глубины 3 м, в отдельных случаях до 4 м.

Ширина пляжей, формировавшихся при высоких уровнях, уменьшилась с 18—20 до 8—10 м. Объем наносов на пляжах сократился в среднем на 30 %.

Абразионно-обвальные берега

Абразионно-обвальные берега развиты на склонах, сложенных ледниковыми отложениями. Наибольшую протяженность они имеют вдоль северо-восточного побережья, где к берегу подходят конечно-моренные гряды, слагающие мысы Оргоком, Омагачен, Фролова и др. Размывы здесь происходили также в основном в первые 6 лет после повышения уровня Байкала.

В развитии этих берегов в период стояния высоких уровней наблюдались три взаимопереходящие стадии: от абразионно-осыпного генетического типа к абразионно-обвальному и вновь к абразионно-осыпному типу. Вдоль берегов пляж и прибрежное мелководье до глубины 2—5 м сложены отмытыми валунно-глыбовыми отложениями с небольшим количеством гальки. Вдоль пляжа образовалась естественная берегозащитная каменная наброска, благодаря чему эти берега (клифы) отступили в среднем всего на 6—10 м. Естественная берегозащитная полоса стала более мощной; можно предположить, что переформирование берега этого подтипа практически закончилось.

Абразионно-осыпные и абразионно-оползневые берега

Средняя ширина размыва этих берегов составила 10 м при крайних значениях от 2—3 до 50 м. При этом наибольший размыв отмечался также только в первые 6 лет при стоянии высоких уровней. Там, где берега формируются в озерных песчаных и гравийно-песчаных отложениях, например при размыве 15-метровой террасы между р. Мантуриха и пос. Поворот, ширина размыва колебалась от 1—2 до 12 м. В районе пос. Гремячинск ширина размыва берега составила 20 м при высоте берегового

уступа до 4 м. Ширина размыва берега, сложенного крупновалунными моренными отложениями, была в среднем 6—7 м.

Абразионно-оползневые берега распространены на юго-восточном побережье между станциями Танхой и Мысовая и на маломорском побережье о. Ольхон. Наибольшие разрушения берега происходили на оползневых участках между реками Малиновка и Ушаковка, а также в районе озерной террасы у пос. Прибой. В породах среднего глинисто-песчаного горизонта танхойской свиты бере отступил в среднем на 16 м. Наибольшие размывы происходили во время сильного волнения, сопровождавшегося длительным и интенсивным дождем.

Таким образом, при повышении уровня переформирование абразионных берегов всех типов выражается в основном в отступании абразионного уступа (клифа) и временных изменениях (увеличении) расхода наносов. Вместе с тем абразия, развивающаяся на фоне благоприятного сочетания геоморфологического строения и литологии пород в береговой зоне, представляет собой контролирующий берего- и склоноформирующий фактор.

Абразия происходит в одном направлении: это разрушение берегового склона и отступание его параллельно самому себе. Морфология абразионного берега остается практически неизменной и не имеет информации об изменении уровенных, а следовательно, и климатических условий формирования берега в прошлом, т. е. истории его развития.

Н. В. Есин с соавторами [1980] предложили метод реконструкции абразионных берегов, но в нем колебания уровня или не учитываются в связи с тем, что последние 2 тыс. лет он повышался монотонно, или используются палеогеографические данные. Аккумулятивные берега в этом отношении значительно более информативны.

Абразионно-аккумулятивные с примкнувшими аккумулятивными террасами берега *

Абразионно-аккумулятивные берега развиты в основном на северо-западном побережье Байкала от Малого Моря до м. Котельниковский. Аккумулятивные террасы представлены петлевидными косами и различными формами двустороннего питания.

На Байкале и Хубсугуле эти берега образованы чередующимися абразионными выровненными или дугообразными участками, ограниченными аллювиально-пролювиальными мысами-конусами, на оконечностях которых или в их волновой тени сформировались аккумулятивные террасы, сложенные сериями береговых валов, отчленяющих лагуны. Эти мысы, расстояния между которыми 10—20 км, служат непропусками наносов. Последние

* Название типов берегов дано по О. К. Леонтьеву и др. [1978], но клифы Байкала еще не отмершие, их абразия возобновляется при высоких уровнях и нагоне.

на дистальных концах мысов сваливаются на глубину [Лут, 1977].

В Малом Море, где уклоны подводного склона в 3—4 раза менее крутые, существует транзитный поток наносов, несколько ослабленный, юго-восточнее м. Отто-Хушун, который далеко вдается в море.

После подъема уровня резко активизировались переформирования всех абразионно-аккумулятивных участков берега. Низкие участки были затоплены. Свободные пляжи (береговые валы) во многих местах примкнули к береговым уступам (клифам) и превзошли их по высоте. В других случаях пляжи переместились в сторону суши до 12—15 м и увеличились в высоту на 1—1,5 м. Во многих валах, отчленяющих лагуны (соры), образовались прорывы протяженностью от десятков до сотен метров (на мысах Ядыртуй, Улан-Хан, Покойники, Мужинай и др.). В дальнейшем на участках с большим расходом наносов прорывы быстро заполнились; там, где расход наносов невелик, прорывы заполняются очень медленно и существуют до сих пор (мысы Покойники, Баргузинда).

Динамику аккумулятивных образований в абразионно-аккумулятивных системах на северо-западном побережье Байкала можно проследить по изменению положения серий валов, примыкающих к мысам, точнее, к их оконечностям, подвергающимся наибольшим разнонаправленным волновым воздействиям.

Материал размыва предгорного шлейфа между мысами, влекомый потоком наносов, попеременно перемещается с одной стороны мыса на другую, в результате изменяются ширина пляжа, его уклоны как в надводной, так и в подводной зонах, т. е. происходят кратковременные обратимые изменения рельефа пляжа и берегового склона, вызванные одним однонаправленным штормом или рядом их [Лонгинов, 1963]. Так, анализируя аэроснимки м. Котельниковский, сделанные в разное время, можно отметить, что даже за короткий срок (начало августа — середина октября) очертания мыса несколько изменились. Аналогичное положение отмечается на м. Бол. Солонцовый и др.

На м. Мужинай с повышением уровня уменьшились высота и площадь береговых валов в результате как затопления, так и размыва. При сильных штормах волны перехлестывали через вал, из-за чего его лагунный берег принимал извилистые очертания. В наиболее низком месте вала образовалась прорва. Впоследствии здесь сформировалась коса, которая стала пересыпью и заполнила прорву. Но при последующем повышении уровня прорва снова возникла.

На м. Покойники образовалась более широкая прорва, но в дальнейшем концы разорванного вала формируются как косы, дистальные концы которых направлены навстречу друг другу. При этом северный из них формируется быстрее, чем южный, вследствие большей емкости потока наносов в этом направлении. Затопления, размывы и образование прорв происходят и на других аккумулятивных участках этого берега (коса Заворотная,

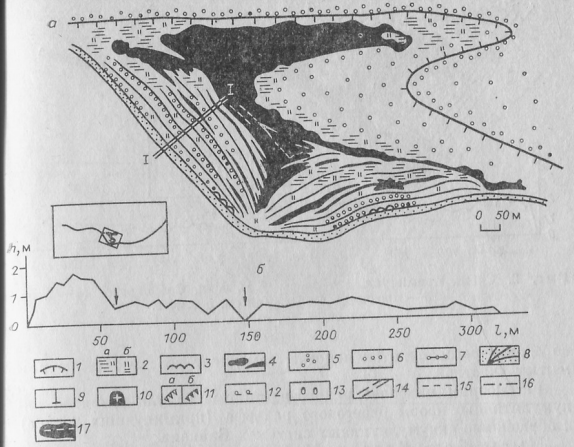


Рис. 1. Схема примкнувшей террасы у м. Бол. Коса (*а* — план, *б* — профиль). На врезке показано положение мыса на конусе выноса. Пояснения см. в тексте.

1 — денудационный склон; *2* — болото (*а*), заболоченный луг (*б*); *3* — конусы заплеска; *4* — лагуны; *5* — кусты; *6* — цепочки кустов и деревьев на береговых валах; *7* — цепочки кустов и деревьев на современных штормовых валах, полузасыпанных вследствие перемещения вала; *8* — серии древних валов, слагающих аккумулятивные террасы; *9* — бывшие прорвы; *10* — снежные термокарстовые просадки; *11* — клиновые террасы; *12* — редкий лес; *13* — ледяные бугры под торфы отмерзания (*а*) и активные (*б*); *14* — ледяные бугры на высоких уровнях валы; *15* — валы напора льда; *16* — предполагаемые положения мыса при его развитии; *17* — затопленные валы.

петлевидные косы у Кедрового и других мысов, пересыпь в бух. Болсодей и др.). Динамику их достаточно полно описал Г. И. Галазий [1972]. Здесь можно было бы упомянуть только об изменениях, происшедших позже. Например, береговой вал на косе Заворотной с повышением уровня к 1971 г. был затоплен и размыт, площадь косы при этом сократилась. В результате размыва были срезаны окраинные части древних береговых валов, слагающих косу. В дальнейшем с понижением уровня образовался новый вал, в 1972 г. таких валов стало уже четыре, а в некоторых местах — даже больше. Дистальный конец косы медленно удлиняется и заворачивается в сторону бухты.

Из изложенного выше следует, что преобладающая роль в динамике описанных абразионно-аккумулятивных берегов принадлежит колебаниям уровня. Повышение его приводит к активизации размыва и частичному разрушению береговых валов и пересыпей (образованию прорв). Но материал размыва, поступая

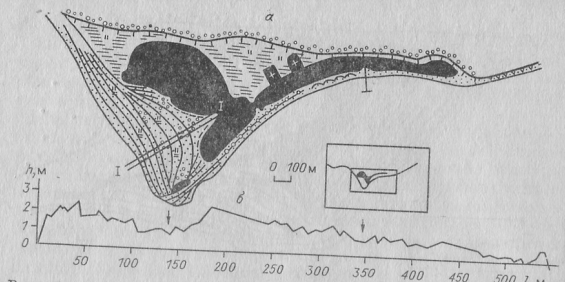


Рис. 2. Схема примкнувшей террасы у м. Мал. Солонцовый (*а* — план, *б* — профиль). Пояснения см. в тексте.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

во вдольбереговой поток наносов, замедляет восстановление размытых участков.

Рассмотрим наиболее репрезентативные случаи развития аккумулятивных форм берегового рельефа (примкнувших террас) в абразионно-аккумулятивных системах Байкала.

Мысы Бол. Коса и Мал. Солонцовый (рис. 1, *а*; 2, *а*). Из морфологического анализа расположения и профилей береговых валов, слагающих примкнувшие террасы, можно сделать вывод, что террасы возникли при низком уровне и развивались в условиях его подъема (голоценовой трансгрессии) на фоне циклических и более длительных ритмических изменений уровенного режима. На профилях (см. рис. 1; 2, *б*) выделяется по три ритма, внутри которых содержится по нескольку многовековых циклов колебаний уровня.

Ближайшая к урезу высокая серия береговых валов сформировалась в историческое время (1—2 тыс. лет назад) вследствие позднеголоценовой трансгрессии [Рогозин, Сизиков, 1988]. Самый высокий штормовой вал образовался в 1962—1973 гг. при резком повышении уровня, созданного подпором Иркутской ГЭС. Вал с тыльной стороны осложнен конусами заплеска, возникшими вследствие того, что волны перехлестывают гребень вала во время шторма и ветроволнового нагона, что привело к смещению вала внутрь суши (лагуны).

Мыс Мужинай (рис. 3, *а*). На этом мысе примкнувшая голоценовая терраса очень узкая. Северо-восточная часть ее размывается и смещается внутрь лагуны, что происходит и на других мысах. Материал размыва перемещается к юго-западу и участвует в формировании более широкой части террасы. В историческом времени весь мыс смещается к юго-западу по схеме, приведенной на рис. 3, *а*. Корневая часть мыса сложена

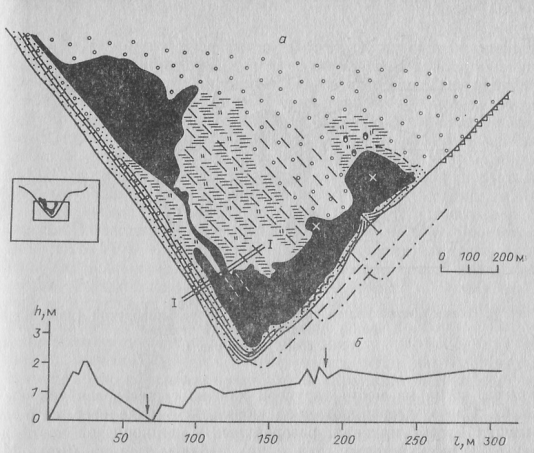


Рис. 3. Схема примкнувшей террасы у м. Мужинай (*а* — план, *б* — профиль). Пояснения см. в тексте.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

древними, доголоценовыми сериями береговых валов, отчлененными от примкнувшей террасы лагуной термокарстового происхождения, как и на большинстве мысов, входящих в абразионно-аккумулятивную систему Байкала.

Мыс Котельниковский расположен в районе с сильной тектонической раздробленностью горного берега, где происходят частые землетрясения [Ламакин, 1968]. Он отличается от других мысов тем, что сложен двумя генерациями береговых валов. Одна генерация валов как бы срезает другую, более древнюю (рис. 4). Это произошло в результате смещения суши по линии среза, что вызвало прекращение процесса аккумуляции, сменившегося некоторым периодом абразии. Затем аккумуляция возобновилась в несколько другом направлении. Неотектонические изменения отражены на профиле (см. рис. 4), который значительно отличается от профилей предыдущих и многих других голоценовых террас Байкала.

Аналогичные сочетания серий современных валов встречаются на дистальных концах многих мысов, но здесь это происходит в результате изменения уровня и смены направления волнения в течение одного сезона.

Огибающие очертания древней генерации валов в обход термокарстовой лагуны сформировались, по-видимому, в начале го-

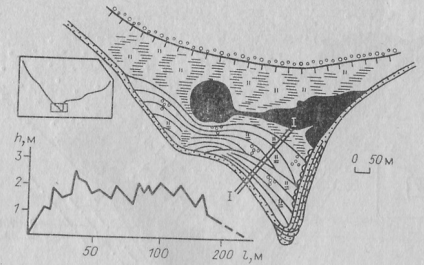


Рис. 4. Схема примкнувшей террасы у м. Котельниковский (план и профиль). Пояснения см. в тексте.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

лоцена, когда на месте округлой лагуны существовал гидролакколит. Следы деградированной мерзлоты в виде озер на месте бывших бугров пучения, разорванных в прикорневой части деревьев, термокарстовых озер и др., наблюдаются на мысах Мужинай, Елохин, Кадильный, на Святоносском перешейке и др. Сопоставляя результаты морфологического анализа очертаний, расположения и профилей береговых валов, слагающих примкнувшие террасы, можно отметить следующее.

Примкнувшие террасы, входящие в абразионно-аккумулятивные системы, сложены сериями береговых валов, сформированных из материала потоков противоположных (продольных) направлений на крутых подводных склонах, т. е. в условиях, характерных для Байкала и Хубсугула — водоемов байкальского типа, по Н. А. Флоренсову [1968].

Террасы формировались в период голоценовой трансгрессии в условиях циклических колебаний уровня, происходящих на фоне более длительных ритмов его колебаний, вызванных ритмическими изменениями климата в Прибайкалье и Северной Монголии, где увлажнения климата происходили в периоды потеплений [Гравис, Лисун, 1974; Базаров, 1986], а возможно, и похолоданий [Девяткин, 1989; Хотинский, 1989].

На локальных участках террасы формировались в условиях неотектонических смещений. Если на формирование абразионно-аккумулятивных берегов с отмершими клифами и примкнувшими террасами на морях требуется больше времени, чем на формирование берегов других типов [Леонтьев и др., 1978], то в условиях крутых подводных склонов Байкала, по-видимому, на это потребовалось еще больше времени. Поэтому аккумулятивные примкнувшие террасы здесь начали развиваться позже, после того, как в крутом подводном склоне была выработана первона-

чальная абразионная платформа (бенч), аналогичная шельфу и создавшая условия для вдольберегового перемещения наносов. Выработка такой платформы, по нашему мнению, происходила после климатического оптимума, вследствие этого высокие серии валов оптимума не нашли своего отражения в профилях примкнувших террас, но имеются, например, в профиле переймы Мягкая Карга (см. рис. 14, *а*). В крупных заливах (губа Болсодей и между мысами Коврижка и Болсодей) так же, как и Мягкая Карга в заболоченных, сформировались высокие серии валов, соответствующих, по нашему мнению, периоду климатического оптимума. В вершинах других заливов тектонического происхождения (зал. Усть-Анга, бух. Тутайская) сформировались серии низких валов, по-видимому, уже после климатического оптимума, в период стояния низких уровней, при которых и в настоящее время на их гребнях из воды выступает болотная растительность. В этих случаях ситуация аналогична той, что и на Мягкой Карге, только нарастание серий валов происходило на более крутом склоне, в условиях древних речных долин, тогда как на Мягкой Карге это было в условиях свободной акватории залива. Но порядок высот уровня, а следовательно, и высот валов тот же, ибо процесс формирования береговой зоны происходил одновременно по всему Байкалу, хотя ее развитие на разных участках до сих пор остается неодинаковым.

Абразионно-аккумулятивные с примкнувшими аккумулятивными террасами берега прол. Малое Море

Другой крупный район распространения абразионно-аккумулятивных форм берегового рельефа — прол. Малое Море. В основном это его материковый берег. Здесь формируются петлевидные косы, но большей части из материала абразии аллювиально-пролювиальных конусов выноса. Все они сформированы из материала вдольбереговых потоков наносов северо-восточного направления в результате циклического, но однообразного процесса интеграции, по Н. А. Флоренсову [1978], и в процессе переформирования смещаются к юго-западу. Во время стояния высоких уровней в их телах появились прорвы, вследствии занесенные материалом, поступившим в поток наносов в результате активизации абразии на соседних берегах. Аналогичные процессы здесь происходили и ранее. Поскольку мы отметили, что эти косы формируются по одному принципу, разберем как пример историю развития и динамику петлевидной косы м. Ядыртуй.

Динамика и история развития косы на м. Ядыртуй

Коса формировалась в волновой тени мыса — конуса выноса, расположенного к северо-востоку и созданного из материала абразии его и других мысов. В настоящее время береговая линия

здесь практически выровнена вследствие абразионно-аккумулятивного процесса. Мысы абрадировались, а в вогнутостях береговой линии формировались замыкающие и окаймляющие типы аккумулятивных береговых форм [Зенкович, 1962]. Процесс этот активно продолжается.

Мыс Ядыртуй представляет собой петлевидную косу (рис. 5), он формировался под воздействием крутых байкальских волн, поэтому первоначальная свободная аккумулятивная форма (коса) формировалась в подводном режиме, а ее ось была направлена параллельно абрадируемому берегу. Процесс этот начинался значительно мористее, не менее чем в 1 км от современной береговой линии, о чем свидетельствует результат анализа аэроснимков с изображением подводного рельефа.

Схемы формирования и развития этой петлевидной косы представлены на рис. 5. Заметим, что процесс формирования косы носит унаследованный характер [Леонтьев, 1960]. Это означает, что на общем фоне смены характера процесса формирования косы отмечается определенная устойчивость тенденции к возобновлению процессов образования аккумулятивной формы примерно на одних и тех же участках берега [Никифоров, 1975]. Анализ планового расположения вертикальных профилей береговых валов позволил нам наметить палеогеоморфологическую схему развития петлевидных кос прол. Малое Море на примере косы на м. Ядыртуй.

В начальной стадии формирования указанная коса развивалась как свободная аккумулятивная форма. Затем она постепенно отчленяла узкую акваторию, где создавались своеобразные гидродинамические условия, которые способствовали образованию индуцированных аккумулятивных выступов на материковом берегу лагуны. Процесс удлинения дистального конца продолжается, но при изменении очертаний самой косы, вызванном в основном колебаниями уровенного режима, тело косы прижимается к материковому берегу. В дальнейшем ее дистальный конец примкнет к берегу и ранее свободная аккумулятивная форма станет петлевидной. По аналогичной схеме происходило образование и других петлевидных кос в Малом Море. Весь процесс их формирования идет за счет вдольбереговых потоков наносов северо-восточного направления, но и юго-западная его составляющая принимает в нем активное участие. Это хорошо заметно на рис. 5, представляющем современные очертания косы на фоне, фиксирующем некоторые периоды возникновения этой аккумулятивной формы.

Современный морфологический облик косы — это результат многовекового абразионно-аккумулятивного процесса, происходившего при опускании суши, эффект которого усилен голоценовой трансгрессией и циклическими колебаниями уровня.

С подъемом уровня из-за подпора Иркутской ГЭС абразионно-аккумулятивный процесс активизировался. Несмотря на поступления дополнительного питания во вдольбереговой поток на-

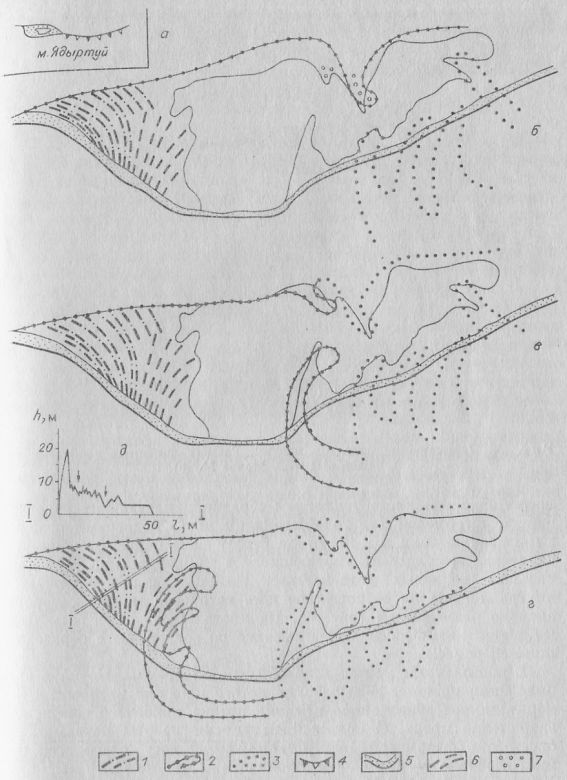


Рис. 5. Мыс Ядыртуй (*а*), морфодинамические схемы истории формирования петлевидной косы у м. Ядыртуй (*б* — *г*), профиль (*д*). Пояснения см. в тексте.

1 — серии береговых валов, слагающих южную оконечность косы; *2, 3* — предыдущие (*2*) и последующие (*3*) положения и очертания косы в процессе ее формирования; *4* — абразионный уступ, отмерший, но активный при высоком уровне; *5* — современный береговой вал, отчленяющий лагуну; *6* — серии древних валов; *7* — индуцированные формы.

Рис. 6. Перемещение пляжа в лагуну. Размыв лагунных торфяных отложений (прол. Малое Море).

носов, обусловленного усилением абразии прилегающих участков берега, штормовой вал, окаймляющий косу, подвергается перехлестыванию волн. На лагунном берегу вала образуются конусы заплеска, впоследствии сливающиеся в единый шлейф. При длительных волновых воздействиях гребень вала перемещается внутрь лагуны на ее торфяное дно, которое с морской стороны активно размывается (рис. 6). На дистальном конце косы формируются новые валы, более высокие по сравнению с образовавшимися ранее.

В пониженных местах вала образуются прорвы. По мере стабилизации процесса и выработки нового профиля равновесия дополнительное абразионное питание потока наносов обеспечивает заполнение прорв. С понижением уровня прорвы исчезают, но береговой (штормовой) вал, окаймляющий косу, становится ниже, особенно у форм, расположенных юго-западнее м. Отто-Хушун, который глубоко вдается в море и задерживает часть наносов. При каждом повышении уровня процесс повторяется, что приводит к разрушению (отмиранию) аккумулятивной формы.

Описанный процесс формирования и динамики петлевидной косы м. Ядыртуй характерен и для других аналогичных кос в Малом Море — примкнувших аккумулятивных форм, преимущественно распространенных на мысах Улан-Хан, Зундук и др. Исключение составляет м. Отто-Хушун.

Из анализа профиля (см. рис. 5, *д*) следует, что примкнувшие аккумулятивные формы Малого Моря образовались в одинаковых с северо-западными районами условиях уровенного режима.

Мыс Отто-Хушун (коса-стрелка)

Это самая крупная коса-стрелка не только в Малом Море, но и на всем Байкале, сформировавшаяся на середине маломорского материкового берега — ее длина более 300 м*. В этом районе создавались условия, когда мощности вдольбереговых потоков наносов противоположных направлений примерно равны. Пока мыс мало выступал в море, разнонаправленные потоки наносов огибали его попеременно. На участке огибания поток менял направление, мощность его падала, материал потока частично аккумулировался и мыс выдвигался в море.

По мере выдвижения мыса разнонаправленные потоки наносов обтекать его не могут, а выклиниваются при заворачивании от мыса в море. В таких условиях от мыса — начального места встречи этих потоков — начинает формироваться коса-стрелка, тело которой ориентировано почти перпендикулярно берегу. Коса это положение приняла в процессе длительных переформирований. Из анализа планового положения и вертикальных профилей береговых валов, слагающих корневую часть косы-стрелки, а также строения подводного рельефа в этом районе можно сделать вывод, что в начальный период эта форма, точнее, ее корневая часть, формировалась вдольбереговым потоком наносов юго-восточного направления. Далее по мере выступания мыса в процессе образования и причленения все новых и новых валов здесь изменяются гидродинамические условия. Уравнивается бюджет наносов в разнонаправленных потоках, что обеспечивает развитие косы-стрелки до современного морфологического облика. Этапы в истории формирования косы-стрелки м. Отто-Хушун показаны на рис. 7.

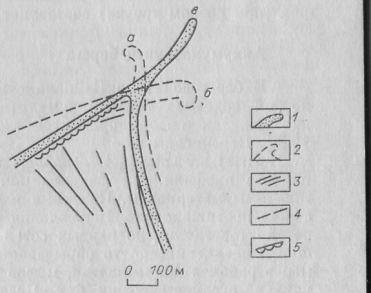


Рис. 7. Схема развития косы-стрелки м. Отто-Хушун (*а — в* — последовательные стадии развития косы). Пояснения см. в тексте.

1 — современные очертания косы; *2* — предшествующие очертания косы; *3* — серии береговых валов; *4* — серия затопленных валов; *5* — конусы заплеска.

* В настоящее время м. Отто-Хушун значительно разрушен из-за изъятия галечного материала для строительных целей.

При стоянии высоких уровней тело косы вследствие перехлестывания через него штормовых волн переформировывалось и изгибалось, несколько смещаясь к юго-востоку. Следы такого перемещения материала, слагающего береговые валы в прикорневой части стрелки, отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках, полученных при стоянии высоких уровней. Это конусы заплеска, образовавшиеся во время перехлестывания через гребни береговых валов штормовых волн. Их нет на теле самой стрелки, но в этом очень активном в гидродинамическом отношении районе сильные вдольбереговые течения, омывающие косу-стрелку с обеих сторон, очень быстро их размывают и материал размыва включается во вдольбереговые потоки наносов, затем он аккумулируется на дистальном конце косы-стрелки, продолжая процесс ее формирования. Конусов заплеска нет на южном берегу корневой части мыса, что свидетельствует о том, что с юго-западной стороны гидродинамические процессы значительно менее активны. Последнее в свое время и определило современные очертания и положение м. Отто-Хушун.

Другая коса-стрелка сформирована на мористом берегу вала, окаймляющего дельту р. Бугульдейка. Она возникла в период стояния высоких уровней, когда резко увеличилась емкость потока наносов вследствие активизации абразии на соседних участках и, более того, в 1971 г. из-за продолжительных ливней резко возрос объем твердого стока Бугульдейки. Здесь и ранее были гидродинамические условия, подобные тем, что описаны выше для м. Отто-Хушун. Но здесь существовал дефицит потока наносов. И только повышение уровня, активизировавшее абразионный процесс на соседних участках, внесший свою долю дополнительного питания в поток наносов, и прошедшие паводки, увеличившие твердый сток, позволили при описанных ранее гидродинамических условиях сформироваться косе-стрелке, длина которой (при низком уровне) составляет ~100 м.

Аккумулятивные берега

В береговой зоне Байкала существуют все известные для других водоемов типы аккумулятивных береговых форм, как древних, так и формирующихся в настоящее время [Зенкович, 1962]. Перечислим их.

Примкнувшие: в основном это пляжи полного или неполного профиля. На Байкале они сложены преимущественно галечным материалом. Песчаные пляжи составляют 10 % от их общей протяженности. Исключения для Байкала составляют короткие (от единиц до первых сотен метров) участки, прилегающие к скалистым, круто обрывающимся в море склонам, например в районах Шарыжалгая, мысов Толстый, Бол. и Мал. Колокольни, ограничивающих бух. Песчаную, м. Бороо-Елгай, зал. Бирхин (в районе засечки Черского), бух. Усть-Анга, мысов Орсо, Крест, Кобылья Голова и на некоторых островах в Малом

Море. Далее к северу по западному берегу такие участки есть в районах мысов Елохин и Тонкий.

По восточному берегу — это м. Хаман-Кит в зал. Туркукит (участок засечки Черского), в районе между устьями рек Мал. Черемшаная и Бол. Чивыркуй, некоторые острова в Чивыркуйском заливе. Сведения о пляжах относятся к среднему многолетнему уровню Байкала. При повышении уровня пляжи могут быть подтоплены. Прислоненные, односклонные пляжи (или, что одно и то же, пляжи неполного профиля [Лонгинов, 1963]), как правило, сопутствуют абразионному типу берега. Пляжи полного профиля — береговые валы, отчленяют лагуны (соры), представлены сериями валов. Гребень самого высокого вала формировался при наивысшем стоянии уровня. Тыловые склоны таких валов осложнены конусами заплеска.

Симметричные выступы двустороннего питания и асимметричные выступы преимущественно однонаправленного питания сформировались в основном на оконечностях мысов северо-западного побережья. Особенно четко они выделяются на мысах Рытый, Шартла, Заворотный и др.

Свободные формы: косы-стрелки, петлевидные косы. Кос на Байкале, по классификации В. П. Зенковича [1962], всего две. Это Посольская коса (местное название п-ов Карга). Строго говоря, Посольская коса состоит из двух кос — Южной и Северной *. Последняя — форма отмирающая. Она вынуждена отступать и переформироваться вследствие того, что южная развивается более интенсивно, питаясь материалом издревле существующего здесь вдольберегового потока наносов южного направления. Источником питания потока служит абразия берегов, в основном это твердый сток рек Мантуриха, Ключевка, Мишиха и др. Особо отметим, что возведение берегоукрепительных сооружений прекратило процесс абразии береговых уступов, а следовательно, значительно сократился приход материала во вдольбереговой поток наносов, аккумулирующихся на дистальном конце южной косы. Коса Заворотная — свободная аккумулятивная форма, формирующаяся у ровного берега в волновой тени от м. Заворотный. Форма отчленяет бух. Заворотную, пожалуй, самую удобную на Байкале якорную стоянку, укрытую от любых штормов.

Другие свободные аккумулятивные формы

Отметим наиболее крупные из свободных аккумулятивных форм. Например, приустьевую косу у р. Выдриная, косы в бух. Анга, идущие от м. Цаган-Хушун (в Малом Море), в районе Култука, южнее р. Мысовая, в бухтах Змеиная и Богучанская (от м. Тонкий) и др. Последняя форма интересна тем, что она, единственная на Байкале, в отличие от других сформиро-

* Названия наши. Они необходимы, что следует из текста.

вана валунно-глыбовым материалом. Аналогичная коса, и тоже единственная, имеется у северо-восточного изгиба о. Куйс на оз. Хубсугул. Следует отметить устьевые лагунные косы, своеобразные по морфологии и генезису, так как они развиваются внутрь лагун в устьях рек Фролиха, Баргузин и др. Устьевыми лагунными назвали их в отличие от устьевых надводных и подводных, являющихся частью устьевого бара [Михайлов и др., 1977].

Наименее распространены на Байкале косы-стрелки — свободные аккумулятивные формы двустороннего питания. Эти формы по генезису резко отличаются от других аккумулятивных форм, наращиваются в сторону моря практически перпендикулярно основному направлению береговой линии, например коса-стрелка — м. Отто-Хушун. Аналогичная форма, но значительно меньших размеров, сформировалась в период стояния высоких уровней в районе дельты р. Бугульдейка.

Косы-стрелки начали формироваться также в районе р. Мысовая и у восточных берегов о-вов Едор и Харанса в Малом Море. Коса-стрелка от о. Харанса в недалеком будущем примкнет к о. Ольхон и станет переймой, аналогичной той, что соединяет м. Курминский с материковым берегом.

Наиболее молодая на Байкале коса-стрелка образовалась, по нашим сведениям, при стоянии высоких уровней на южной стороне дистального конца южной Посольской косы благодаря блокирующему действию остатков корабля, выброшенных на берег. Ее длина не более 20 м, с учетом подводного продолжения — в 2 раза больше.

Общее для всех кос Байкала то, что высота валов, слагающих их, увеличивается от корневой части к дистальному концу, т. е. их развитие происходило в условиях подъема уровня.

Замыкающие формы — пересыпи. Наиболее крупная из них — пересыпь, отчленяющая пойменную низину р. Култучная. Во время стояния высоких уровней она была затоплена и к настоящему времени размыта.

В Среднем Байкале это короткие пересыпи в районах р. Мал. Бугульдейка и падей с временными водотоками, расположенными севернее, например пади Крестовая, Бирхин, бух. Ая и др.

В Малом Море — пересыпь, отчленяющая оз. Нур. от бух. Мухертэ, и другие, отчленяющие озера или заболоченные участки в бухтах Елгой, Сергит, Кодовая, пересыпи, отчленяющие озера Зама и Кулгана, озеро в районе м. Онгурен и др.

На Северном Байкале наблюдаются пересыпи, отчленяющие озера севернее м. Бол. Коса, в районе м. Коврижка, севернее м. Болсодей, Слюдянские озера, озера в районе бывшего пос. Тыя. Все они находятся на северо-западном берегу. Отметим, что здесь почти на всех мысах есть отчлененные от Байкала озера (соры).

По восточному берегу аккумулятивные формы в основном приурочены к устьевым участкам, где формируются устьевые

формы аккумулятивного рельефа береговой зоны. Но такие формы рельефа, как переймы, следует выделить. Самой крупной формой такого типа, сложенной несколькими сериями береговых валов, представлен перешеек, соединяющий п-ов Святой Нос с материком. Это аккумулятивная форма, получившаяся из материала вдольбереговых потоков наносов со стороны Чивыркуйского и Баргузинского заливов.

Формы этого типа распространены также в Чивыркуйском заливе (м. Катунь) и в Малом Море (между мысами Курминский, Бурхан и др.).

Окаймляющие типы береговых форм представлены петлевидными косами преимущественно одностороннего питания, расположенными в прол. Малое Море. Наиболее характерные из них находятся южнее мысов Ядыртуй, Улан-Хан, южнее м. Средний Кедровый и некоторых других на северо-западном побережье Байкала. К таким береговым формам можно отнести и те, что появляются на мелководьях Байкала во время продолжительных штормов и разрушаются, когда эти условия исчезают.

Отчлененные аккумулятивные береговые формы на Байкале в первую очередь представлены барами. Самый крупный из них — бар Нижнеангарский — Остров Ярки, отчленяющий значительную мелководную лагуну — зал. Ангарский сор. Далее следуют фланговые бары в районе дельты р. Селенга, отчленившие от Байкала зал. Провал с северной стороны дельты и о. Бабья Карга — с южной. Затем идут более мелкие формы, в основном устьевые.

Подводные аккумулятивные формы. Это прежде всего подводная коса, сформированная в Чивыркуйском заливе от м. Каракасун. Ее длина более 4 км.

Подводные валы распространены в районах, где вдольбереговой поток наносов питается песчаным материалом. В районе зал. Култук сформировались песчаные дюны — формы эфемерные, положение и очертание которых постоянно меняются с изменением уровня.

Формы, образованные разрывными, компенсационными течениями, эпизодически возникают во время штормов в виде кос-стрелок и других аккумулятивных форм. При изменении условий песчаные формы разрушаются очень быстро. Формы, сложенные галечно-валунным материалом, сохраняются дольше — 2—3 года после их образования, как это мы наблюдали в зал. Провал и бух. Богучанской. Правда, в это время уровень понижался и корневые части их были осушены, а дистальные подводные концы значительно переформированы.

Пляжевые фестоны — формы, образующиеся в различных условиях гидролитодинамического режима преимущественно в районах песчаных пляжей. Фестоны, сложенные галечно-валунным материалом, мы неоднократно наблюдали на участке м. Тыя — г. Нижнеангарск.

Отмостки (самоотмостки) — пляжевые формы, сложенные крупнообломочным плохо окатанным материалом в зоне наиболее активной рефракции волн. Такая форма существует на Байкале в районе 101-го км по старой Кругобайкальской железной дороге. Аналогичная форма, и тоже в единственном числе, существует на оз. Хубсугул в районе северной оконечности п-ова Долоон-Ула. В обоих случаях крупные малоокатанные обломки как бы пригнаны своими гранями друг к другу руками человека. Формы эти устойчивые и практически не подвергаются преобразованиям даже при стоянии высоких уровней.

Наши наблюдения согласуются с данными других исследователей [Болдырев, 1961а — в; Зенкович, 1962; Ионин, Леонтьев, 1963]. Аккумулятивные формы, сложенные сериями береговых валов, представляют I озерную террасу и Байкала, и Хубсугула. При их исследовании мы широко использовали морфологический анализ [Леонтьев, 1954], особенно вертикальных профилей, которые содержат ценную информацию о ритмических колебаниях уровня за период развития той или иной формы, так как каждый вал формируется при вполне определенном уровне [Каплин, 1973].

Глава 2

МОРФОЛОГИЯ, ДИНАМИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛА

СЕЛЕНГИНСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ

Самым обширным районом распространения аккумулятивных форм берегового рельефа является участок Селенгинского побережья. Здесь имеются формы, активно развивающиеся в настоящее время, и формы, образовавшиеся в прошлом. Исследования истории их развития необходимы для составления прогноза переформирования берегов этого участка в хозяйственных целях. Аккумулятивные берега здесь — внешний край дельты р. Селенга, косы и бары, отчленяющие от озера соры (лагуны).

Динамика внешнего края дельты р. Селенга. Внешний край дельты формируется одновременно под влиянием речных и морских факторов. Их взаимодействие проявляется в пределах мелководного окаймления дельты, называемого предустьевым взморьем [Самойлов, 1952; Зенкович, 1962], в акваторию которого периодически при паводках может вноситься громадное количество песчаной взвеси, более 7 млн т в месяц, при среднегодовом стоке наносов 2,3 млн т в год [Власова, 1970, 1984].

Внешний край дельты заливается паводковыми водами. Берег при этом затапливается на значительное расстояние. Так, при повышении уровня до отметки 457,5 м береговая линия здесь отступает на 16 км, а затопленная площадь дельты достигает более 400 км^2.

Затопленная территория подвергается воздействию морских волн, которые, взаимодействуя с мелководным дном предустьевого взморья, покрытым речными наносами, образуют различные формы донного рельефа. Размыва внешнего края дельты в период затопления практически не происходит, а волны в значительной мере гасятся на мелководье, защищенном растительностью. Напротив, огромное количество твердого стока Селенги позволяет дельте выдвинуться в Байкал [Рогозин, 1974а; Богоявленский, 1979].

С понижением уровня, после прохождения паводка, берег подвергается волновому воздействию и размывается в основном в центральной части. Различные мощность и длительность паводка, количество твердого стока и интенсивность гидродинамических условий в разные годы позволяют этой части дельты либо находиться в условиях динамического равновесия [Богоявленский, 1967, 1979], либо выдвигаться в Байкал, а наблюдения Г. И. Галазия [1967] свидетельствуют об отступании центральной части дельты. Окраинные части дельты, выходящие в лагуны (сор Черкалово и зал. Провал), почти не подвергающиеся волновым воздействиям, нарастают значительно быстрее.

У А. А. Байдина [1971, с. 69] читаем: «Важным элементом не только берега дельт, но и вообще устьев достаточно крупных рек являются приустьевые бары, ...за собственно берег моря более правильно было бы принять морской устьевой бар». Как и у других крупных рек, дельта Селенги окаймлена приустьевым баром, который расположен с ее северной и северо-западной сторон. Местами бар менее отчетливый и почти никогда не поднимается выше уровня воды. Он изогнут и прорван в местах крупных протоков. Поверхность бара, как правило, состоит из серии валов, сформированных при разных уровнях. Описываемый бар очень динамичен: при высоких уровнях он перемещается ближе к береговой линии надводной части дельты, а при низких ширина его увеличивается и он выдвигается в море. Выдвижение бара в море обусловлено образованием новых валов. Отметим, что именно в этом районе береговые валы, особенно подводные, при колебаниях уровня очень изменчивы и закономерность этих изменений пока остается не исследованной.

На других, более крупных водоемах этот вопрос также не достаточно изучен [Шепард, 1976]. Сопоставляя аэро- и космические фотоматериалы, можно отметить, что при колебаниях уровня дистальные оконечности баров, прилегающих к устьям протоков, осциллируют. Вариант такого осциллирования, отмеченный в районе протоки Колпинной, представлен на рис. 8. Аналогичные изменения есть и вблизи других протоков. В общем

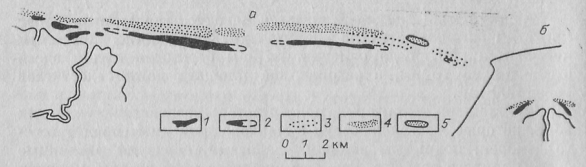


Рис. 8. Динамика баров, отчленяющих зал. Провал (*а*), и устьевых баров в районах протоков (*б*).

1 — очертания и положение баров и о. Чаячьего к 1977 г. при стоянии высоких уровней; *2* — затопленные части баров в период стояния высоких уровней; *3* — плановое положение баров и о. Чаячьего в 1971 г.; *4* — положение баров до подъема уровня; *5* — о. Чаячий (положение его обозначено по картографическим материалам, составленным в 1953—1955 гг.).

можно считать, что плановые перемещения испытывают только оконечности баров, контактирующих с течениями из протоков. При повышении уровня надводно-подводные формы имеют тенденцию к перемещению в сторону суши, и это вполне закономерно [Зенкович, 1962]. С момента повышения уровня, обусловленного подпором Иркутской ГЭС и повышением уровня, вызванного циклическими колебаниями гидрометеорологического режима, произошли значительные изменения морфологии аккумулятивных форм, отчленяющих зал. Провал и сор Черкалово.

Бары, отчленяющие зал. Провал от Байкала, смещаются внутрь лагуны-залива (см. рис. 8). Смещение началось в 1961—1962 гг., когда бары были затоплены. Над их гребнями установилась глубина, соизмеримая с высотой волн (одна-две высоты волны). В это время над затопленными гребнями баров возникает прибойный поток наибольшей скорости. Он как бы слизывает гребни баров и слизанный материал перемещает на лагунный берег залива. В результате поверхность бара выполаживается, его высота уменьшается и он становится доступным для затопления и волновых воздействий уже при более низких уровнях. В дальнейшем бар отмирает. Этот процесс начался после подъема уровня подпором ГЭС. Результаты процесса подмечены нами впервые в 1959 г. и в последующие годы подтверждались при геодезических и эхолотных промерах.

Наличие на рассматриваемом участке баров и других форм донного рельефа свидетельствует о том, что в их формировании основная роль принадлежит преимущественно поперечному перемещению наносов в береговой зоне. В центральной части авандельты северо-восточные и западные ветры вызывают вдольбереговые течения соответственно южного и северо-восточного направлений [Фиалков, 1977а]. Но в береговой зоне, где концентрация материала твердого стока наибольшая, рефрагированные волны подходят к берегу практически нормально, что и обусловливает здесь поперечное перемещение наносов. На флангах дельты образуются береговые и подводные валы.

Обилие различных форм подводного рельефа в авандельте Селенги говорит о том, что ветроволновые условия в этом месте очень сложны. Здесь отмечены стоковые, циркуляционные и другие типы течений [Фиалков, 1977б; Айбунд и др., 1975]. На снимках 1961 г. и последующих лет хорошо видны многослойные струи потока, направленного к югу. При этом темные полосы струй отрываются от размываемых участков внешнего края дельты, более светлые выходят из протоков. Южнее видны потоки взаимно обратных направлений и струй, огибающих подводный бар и заходящих в лагуну почти в противоположном направлении. На более ранних снимках прослеживаются аналогичные струи, направленные в другую сторону. Такая же картина хорошо дешифрируется и по космическим снимкам [Салищев и др., 1979; Лабутина, Сафьянов, 1980; и др.].

Динамика пересыпи, отчленяющей залив (сор) Черкалово. После опускания участка суши, занимаемого сором Черкалово [Пальшин, Замараев, 1968], в результате гравитационного тектогенеза современный рельеф в районе опустившейся суши представлен несколькими генерациями береговых валов, образовавшихся в условиях свободной в то время акватории залива. Валы, сначала подводные, затем выходившие на поверхность, определили современный облик рельефа. Особенности переформирования рельефа, вызванные гидродинамическими условиями, предварительно были исследованы ранее [Рогозин, 1974б]. Более значительными они были в период стояния высоких уровней, когда в результате активизации размыва, подтопления и перехлестывания пересыпей и баров штормовыми волнами последние перемещались на восток внутрь лагуны аналогично тому, что происходило с барами, отчленяющими зал. Провал.

Если с гидрометеорологической точки зрения мы попытались объяснить морфологию и динамику берегов сора Черкалово, то в отношении неотектонических процессов, влияющих на формирование аккумулятивных форм берегового рельефа, следует обратиться к работам других исследователей. В. В. Ламакин [1968], ссылаясь на описание берегов Н. Г. Спафария, утверждает, что берега сора Черкалово быстро поднимаются. Н. Г. Спафарий, направляясь с юга Байкала к устью Селенги в 1675 г., проехал сзади Бабьей Карги, где, очевидно, был судовой ход. В 1772—1773 гг. А. Пушкарев, производя съемку побережья, не обозначил на своих картах о. Чаячий, а Бабью Каргу показал как мелководную отмель. По данным А. Н. Афанасьева [1967] и Г. И. Галазия [1967], именно в эти годы стояли высокие уровни, обусловленные циклическими колебаниями гидрометеорологического режима. Далее, А. Пушкарев мог и не заметить о. Чаячий в заливе (соре) Черкалово, поскольку это уже не берег, а внутренний водоем, но С. С. Байдину [1971]. Скорее всего, при стоянии высоких уровней эти формы были затоплены. Аналогичное явление отмечается на аэрофотоснимках 1961 г., когда

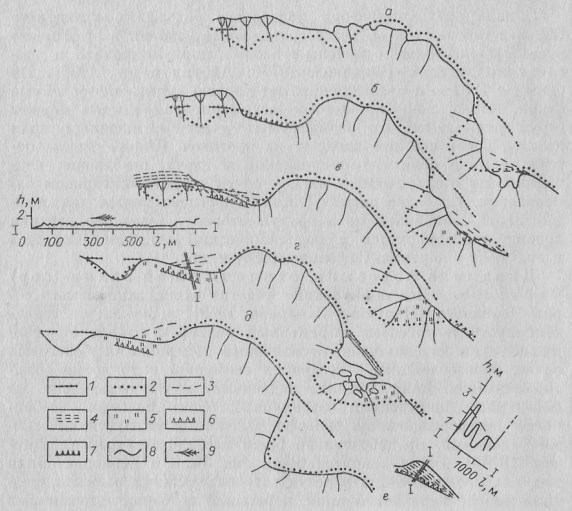


Рис. 9. Морфодинамические схемы развития Селенгинского побережья (*а* — *д* — стадии изменения). Пояснения в тексте.

1 — косы и бары; *2* — очертания береговой линии Селенгинского побережья по современным картографическим материалам; *3* — современные береговые валы или косы, затопляемые во время стояния высоких уровней; *4* — старые береговые валы, слагающие м. Облом и другие берега; *5* — участки суши, ранее сложенные береговыми валами, сформировавшимися в условиях свободной акватории; *6*, *7* — отмерший и активный клифы; *8* — положение береговой линии Селенгинского побережья на периоды образования «провалов» — Истокского (сор Черкалово), Посольского и зал. Провал; *9* — участок изменения уровненного режима и нарушения закономерного рисунка положения серий валов.

о. Чаячий и бары, отчленяющие сор Черкалово, при повышенном уровне были затоплены и в дальнейшем подвергались волновым воздействиям. Анализ вертикального профиля через поля валов сора Черкалово свидетельствует о том, что здесь имели место локальные неотектонические смещения, прервавшие процесс аккумуляции, который позже унаследованно восстановился, но новая серия валов формировалась уже под некоторым углом к прежней (рис. 9).

Посольские косы нужно подразделить на Северную и Южную, ибо в литературных источниках они именуются п-ов Карга или Ярки без подразделения. Южная коса — форма активно развивающаяся, Северная — отмирающая.

По мере удлинения Южной косы Северная отступает, потому что прорва — место выхода стока рек Култучная, Абрамиха, Толбазиха и рч. Большая — не может прекратить своего существования, а аккумулятивный материал вдольберегового потока наносов продолжает наращивать ее на дистальном конце.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВ СЕЛЕНГИНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Зная стадию развития дельты и условия, в которых происходит развитие, можно предсказать характер дальнейшего развития и форму будущего края дельты, т. е. берегов устьевой области реки [Байдин, 1971].

Схема формирования берегов Селенгинского побережья на момент, когда не было еще зал. Провал, сора Черкалово и Посольского сора, представлена на рис. 9, *а*. По данным И. И. Веселова [1933], в районе Цаганского провалища была степь с бурятскими поселениями. Анализируя материалы многократных аэрофотосъемок, мы установили, что на месте зал. Провал, по крайней мере северной его части, залив существовал и до образования Цаганской степи.

По характеру планового очертания и вертикальных профилей района старых и современных валов, слагающих м. Облом, можно уверенно сказать, что они (валы) в этом районе развивались в условиях свободной акватории. Подчеркнем, что формированию генерации и валов в той закономерности, в которой они находятся сейчас, способствовали геолого-геоморфологические и вызванные ими гидродинамические условия района современных м. Облом и залива, существовавшего до образования Цаганской степи. Морфологический анализ генераций древних и современных береговых валов позволил построить морфодинамические схемы истории развития не только района зал. Провал, но и всего Селенгинского побережья.

Зал. Провал — образование закономерное и унаследованное для фланговых частей дельты Селенги. Цаганская степь, «провалившаяся» в 1861 г., сформировалась на месте мелководного залива, в котором отлагался материал твердого стока рек, впадавших и впадающих сейчас в него. По данным Б. А. Богоявленского [1979], через 70 лет снова произойдет заиление залива, он прекратит свое существование. После размыва бара-острова Сахалин, отчленявшего залив от Байкала, процесс заиления замедлится. Современный м. Облом представлен остатками серии береговых валов — результата аккумуляции материала потока наносов.

На схеме Селенгинского побережья на момент образования залива — сора Черкалово (см. рис. 9, *б*) показано на месте современного зал. Провал была суша — Цаганская степь, частично заболоченная. Береговые валы, которыми и сейчас сложен м. Облом, продолжают формироваться.

Район современного Посольского сора — это бывшая дельта рек, впадающих в Посольский залив — сор. При образовании провала — залива современного Посольского сора здесь появляется резкий изгиб контура береговой линии внутрь суши. Последнее обусловливает изменение гидродинамического режима и приводит к аккумуляции материала размыва берегов, расположенных южнее. Образуется участок суши, аналогичный тому, что находится в зал. Провал и сложен несколькими сериями береговых валов.

Положение береговых линий за время, соответствующее развитию начальной серии таких валов, формировавшихся практически вдоль линии разлома, изображено на рис. 9, *в*, облик же Селенгинского побережья на момент образования зал. Посольский сор представлен на рис. 9, *г*. По-видимому, в результате тектонических вертикальных смещений изменилось положение уровня воды в озере по отношению к суше, сформированной начальной серией береговых валов в районе сора Черкалово. Активизировался абразионно-аккумулятивный процесс, в результате которого формируется новая серия валов, направленных под острым углом к серии, сформированной ранее (на рис. 9, *г* показано стрелкой). Отметим, что неотектонические подвижки в этом районе происходили и позже, о чем свидетельствуют разнонаправленные серии валов.

В самом Посольском соре возникают вдольбереговые потоки наносов, из материала которых формируются серии валов, отчленивших впоследствии Большой сор от Малого. Между останцами Кударинской террасы формируются косы и пересыпи. В районе зал. Провал к этому времени складывается Цаганская степь. Очертания Селенгинского побережья практически в современном виде, за исключением тех изменений берегов, которые произошли за последние более чем сто лет, представлены на рис. 9, *д*. Они достаточно полно даны в работах А. А. Рогозина [1974а] и Б. А. Богоявленского [1979]. На рис. 9, *е* показан м. Облом — терраса, сложенная серией веерообразно расходящихся валов, а также профиль этой террасы. Веерообразный характер расположения береговых валов подтверждает мнение о том, что ранее на этом месте и на месте провалившейся Цаганской степи существовал залив и валы формировались в условиях свободной акватории [Леонтьев и др., 1975].

Профиль свидетельствует о том, что терраса формировалась при подъеме уровня в период голоценовой трансгрессии, как и примкнувшие террасы северо-западного побережья. Опускание суши, которое отмечал ряд исследователей [Верещагин, 1937; Думитрашко, 1952; Леонтьев, 1954; Ладохин, 1960; Ламакин, 1968; и др.], по нашему мнению, здесь не происходит или его скорость значительно меньше скорости подъема уровня.

Мы предполагаем, что «провалы» в районе Селенгинского побережья, вызванные гравитационным тектогенезом [Пальшин, Замараев, 1968] или другими причинами, проявляются периодически по мере увеличения мощности осадочной толщи на этих участках — бывших акваториях (заливах) [Зорин, 1956], которые постепенно заболачиваются и превращаются в сушу, аналогичную Цаганской степи. Землетрясения, способствующие гравитационному тектогенезу, случаются здесь достаточно часто, чтобы по достижении осадочной толщей определенной критической величины вызвать «провал». Изложенное выше позволяет предположить, что провальные явления на Селенгинском побережье унаследованы. Исходя из этого предположения можно считать, что самый молодой «провал» на Байкале — это зал. Посольский сор, образовавшийся 500—600 лет назад. Более древним является залив-сор Черкалово, в настоящее время близкий к заболачиванию. Самое же древнее провальное образование — зал. Провал, где быстрое опускание суши происходит уже не в первый раз. Действительно, по расчетам Л. В. Зорина [1956], возраст дельты Селенги — около 500 тыс. лет; твердый сток реки весьма значителен и составляет 115 кг в 1 с, или около 3 622 500 т в год [Зорин, 1956], т. е. скорость осадконакопления значительна, но интенсивность его во времени и по площади дельты не одинакова. Наращивание осадков сосредоточивалось то в одном, то в другом секторе дельты, и, следовательно, в различных ее секторах грунты находились в разной стадии уплотнения. Процесс уплотнения осадков происходит медленно, но землетрясения оказывают внешнее динамическое воздействие и резко ускоряют этот процесс, что доказано экспериментально при встряхивании колонки грунта, имитирующем землетрясение [Зорин, 1956].

С учетом возраста дельты и частоты землетрясений уместны наши предположения о том, что провалы в этом районе происходили и раньше и что указанные явления вполне закономерны для развивающейся дельты [Флоренсов, 1960а].

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА П-ОВА КАРГА (ПОСОЛЬСКИХ КОС)

Зал. Посольский сор — это лагуна затопления, отделенная от Байкала Посольскими косами — Северной и Южной. Динамика Посольских кос установлена на основании сопоставления картографических материалов разных лет и повторных аэрофотосъемок.

Наиболее ранней и пригодной по точности для наших работ была «Карта Байкальского озера», составленная в 1806 г. с использованием материалов съемок предыдущих лет. При этом повышению точности карт способствовали измерения расстояний межевым шнуром, предпринятые для определения почтовых сборов, прокладывания прибрежных дорог и других целей [Риттер, 1879].

Следующим использованным источником была карта Посольской карги из «Атласа озера Байкал» [1908] под редакцией

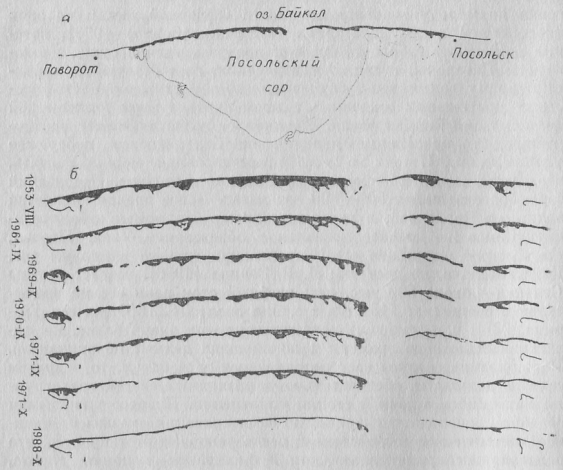


Рис. 10. Схема переформирования Посольских кос, обусловленного циклическими колебаниями уровня Байкала (*а, б* — последовательность изменения Посольских кос в связи с подъемом уровня озера из-за подпора Иркутской ГЭС и прекращением абразии на соседних участках).

Ф. К. Дриженко. Материалы аэрофотосъемок наиболее объективно и максимально подробно отображают состояние Посольских кос на момент аэрофотосъемки. Нами использовались материалы аэрофотосъемок, выполненных ГУГК в 1950 г. и Лимнологическим институтом СО АН СССР в 1961 г., а также материалы периодических аэрофотосъемок Института земной коры СО АН СССР с 1969 по 1988 г.

Из результатов сопоставления материалов, характеризующих динамику кос Посольского сора (рис. 10), следует, что прорва, образованная дистальными концами кос, непрерывно смещается в результате роста развивающейся Южной косы в направлении движения потока наносов. Средние скорости перемещения даны в табл. 1.

Как видим, перемещение прорвы вследствие удлинения дистального конца Южной косы по указанным периодам примерно равномерное и совпадает со средней скоростью его, вычисленной за 150 лет, что составляет ~14 м/год, за исключением периода с 1950 по 1961 г., когда перемещение достигло ~30 м/г. В это время подъем уровня озера был резким, это вызвало активизацию размыва берегов на Байкале и косы, что, в свою очередь, способствовало включению дополнительного питания во вдольбереговой поток наносов. Такие периоды увеличенных скоростей перемещения прорвы (и дистальных концов кос), связанных с повышениями уровня, были и раньше, что указывает на связь формирования кос с уровенным режимом озера.

Таблица 1

Средние скорости перемещения ($V_{пер}$ прорвы, образованной дистальными концами Посольских кос, м/год

Период, годы	Кол-во лет	$V_{пер}$
1800—1970	170	10
1900—1970	70	13
1900—1950	50	11
1950—1961	11	30
1961—1969	8	12
1969—1983	14	11
1983—1988	5	12

Используя данные Г. А. Казенкиной и Н. П. Ладохина [1964] о размерах сора и расходах воды, впадающей в него, можно произвести расчеты, из которых следует, что существование прорвы естественно и необходимо, поскольку уровень воды в соре не повышается непрерывно. Поэтому имеет место постоянное течение воды из сора в Байкал, которое ослабевает в периоды нагонных явлений во время штормов. В это время усиливается течение из Байкала в сор, которое узкой полосой (шириной 20—30 м) огибает дистальный конец Южной косы, определяя ее развитие, в полосе этого течения и находится наибольшая глубина прорвы. Это течение значительно ослабляет поток наносов вдоль косы, расчленяя его. Часть наносов уносит течение через прорву в область больших глубин, другая расходуется на формирование подводных валов, остаток идет на образование дистального конца косы; последний принимает сначала крючкообразную, а потом каплевидную форму, увеличиваясь по площади по мере того, как уровень перестает резко повышаться. И только незначительная часть песчаных наносов, наиболее мелких, огибает прорву и участвует в формировании Северной косы (табл. 2).

Дистальный конец Северной косы, лишенный значительной части постоянного притока наносов, при повышении уровня разрушается. Рассматривая схему образования дистального конца удлиняющейся косы, следует обратить внимание на то, что все ее тело состоит из ритмично повторяющихся широких, выступающих в сторону сора, и узких удлиненных участков. При этом расстояния между широкими выступами примерно одинаковы. Учитывая цикличность колебаний уровня Байкала [Афанасьев, 1967] и пример образования последнего дистального конца косы, мы установили [Рогозин, 1978б], что эти выступы есть ранние дистальные концы косы и маркируют промежуточные положения ее оголовка в периоды квазистабилизации развития, обусловленные ритмичностью движения наносов и их поступления к участкам аккумуляции, отмеченные Е. К. Гречищевым и соавторами [1968].

Явление ритмических выступов на косах азовского типа описано В. П. Зенковичем [1962], но там указана иная причина их

Таблица 2

Механический состав проб наносов кос залива Посольский сор, %

Местонахождение пробы	Фракция, мм					
	5—3	3—2	2—1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05
Южнее прорвы						
Пляж	4	2	26	50	22	—
Гребень первого подводного вала	—	—	—	4	90	6
Гребень второго подводного вала	—	—	—	5	95	—
Севернее прорвы						
Пляж	—	—	—	—	53	47
Гребень первого подводного вала	—	—	—	—	46	54
Гребень второго подводного вала	—	—	—	—	42	58

Примечание. Здесь и далее тире — нет данных.

образования. Если проэкстраполировать время начала образования косы по средней скорости ее роста, то мы получим, что она возникла примерно 500—600 лет назад. Но образование косы могло начаться только после опускания участка суши, занимаемого сейчас сором. Последнее, по-видимому, было вызвано катастрофическим землетрясением, в результате которого опустилась часть кударинской террасы, возраст которой менее 2000 лет [Солоненко, Тресков, 1960]. Существует гипотеза, что лагуна Посольский сор термокарстового генезиса [Рогозин, Сизиков, 1988].

Заметим, что старые тунгусы (со слов В. И. Галкина) еще помнят рассказы предков о том, что в соре нельзя было ловить рыбу сетями из-за множества затопленных в нем деревьев, вершины которых торчали из воды. После опускания требовалось много времени на образование первоначальной пересыпи, находившейся значительно мористее, и ее перемещение до современного положения. Это подтверждается и данными, полученными при проходке в 1968 г. скважины, заложенной на расстоянии около 150 м от внешнего края косы [Казенкина, Ладохин, 1964].

История развития берегов Посольского сора. Исходя из закономерностей, выведенных на основе исследования морфологии и динамики берегов Посольского сора и используя принцип актуализма, историю их развития представим в таком виде.

500—600 лет назад образовался залив Посольский сор [Рогозин, 1974б]. На пути перемещения вдольберегового потока наносов возник резкий изгиб контура берега внутрь суши. Создались условия для рефракции волн, приведшие к растяжению их фронта, к потере волновой энергии и падению емкости потока

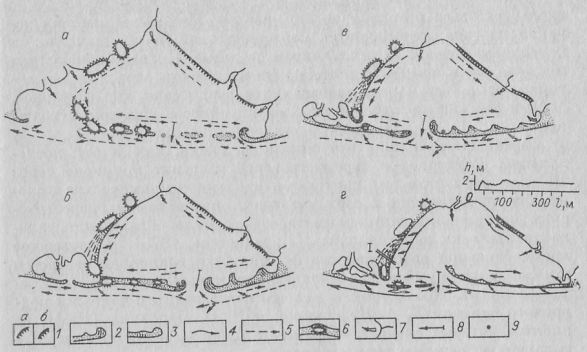


Рис. 11. Морфодинамические схемы некоторых этапов развития аккумулятивных берегов Посольского сора (*а — г*). Пояснения см. в тексте.

1 — клифы (*а* — активные, *б* — отмершие); *2* — поверхность аккумулятивных форм с береговыми валами; *3* — уступы размыва аккумулятивных форм; *4* — поток наносов современной стадии развития берега; *5* — поток наносов, существовавший в прошлом; *6* — ярки — остатки Кударинской террасы; *7* — поступление материала в поток наносов за счет аллювия рек; *8* — стоковое течение из сора; *9* — место буровой скважины.

наносов, что вызвало их аккумуляцию. Создались начальные условия для формирования косы.

После образования крутого изгиба контура берега внутрь суши здесь еще не было широкого мелководья и крутые волны стали формировать затопленную косу, ось которой продолжала направление береговой линии, не подвергшейся опусканию, расположенной до изгиба по ходу вдольберегового потока наносов.

По мере роста береговой отмели и в связи с циклическими колебаниями уровня подводный режим аккумуляции сменяется переходным, а затем и надводным. В это время формируются циклические уширения, бывшие дистальные концы развивающейся косы.

Каждый раз (цикл) узкие удлиненные части косы начинают формироваться при повышении уровня в подводном режиме. Затем в условиях колебаний уровня происходит смена режимов формирования косы. Так, к 1961 г. сформировалось узкое удлинение с завернутым дистальным концом. После этого в надводном режиме формируется каплевидный дистальный конец. При последующих повышениях уровня начинает формироваться очередное цикличное узкое удлинение в подводном режиме, что хорошо дешифрируется на аэроснимках.

Примерно через 100 лет мы могли бы наблюдать следующую картину (рис. 11). Из материала издревле существовавшего здесь

вдольберегового потока наносов, прерывистого из-за наличия течения из сора, формируются первоначальная коса, наволоки и подводные отмели. В отчлененном водоеме — сора — образуются местные вдольбереговые потоки наносов, берега сора активно абрадируются. Устья рек, впадающих в сор, имеют вид эстуариев. Малый сор еще не отчленился, потоки наносов свободно огибают ярок.

Заметим, что только что описанная схема, как и все последующие, составлена на время, которое наступит примерно через 100 лет. При этом мы допускаем, что гидродинамические условия на прилегающих к сору участках, определяемые энергетическим потенциалом лимноклимата озера, после образования залива практически не изменились [Ладейщиков, 1975]. В настоящее время основной поток наносов формируется волнением северо- и юго-западных румбов и в значительно меньшей степени — северо-восточных. Кроме того, все схемы согласованы с данными подводного бурения Г. А. Казенкиной и Н. П. Ладохина [1964], из анализа которых следует, что в месте буровой скважины озерный и лагунный режимы чередовались.

Итак, примерно еще через 100—200 лет будет продолжать формироваться Южная коса (см. рис. 11, *б*). При этом тело косы сместится внутрь лагуны, а на местах дистальных концов первоначальной косы образуются выступы. Между ярками, активно абрадируемыми, образуется пересыпь, а серии валов, формировавшихся в условиях свободной акватории, так как концы их прямые, вытянутые в направлении ранее существовавшего здесь потока наносов, отделят Малый сор, который близок к отчленению его и со стороны Байкала косами, формирующимися навстречу друг другу. Эстуарии постепенно заполнятся речными наносами. Так же, как и в долине р. Бол. Речка, здесь это будет сопровождаться заболачиванием [Савич, 1967].

Далее указанные процессы будут продолжаться (см. рис. 11, *в*). Растущие навстречу друг другу косы почти отчленят сору от Байкала. Ширина перемычки, отделяющей Малый сор, возрастет вследствие увеличения количества слагающих ее береговых валов. Повсеместно выработаются пляжи. В устьях рек сформируются подводные дельты.

Еще позже в соответствии с предложенной выше схемой произойдет переформирование теперь уже сложной Южной косы, т. е. ее удлинение, сопровождающееся появлением новых выступов (бывших дистальных концов) на ее лагунном берегу, и смещение ее в сторону сора. Клифы активны только в периоды стояния высоких уровней. В отдельных местах они становятся отмершими. Площади ярков сокращаются вследствие их размыва. В устьях рек сформировались блокированные дельты. Сложная Южная коса в процессе формирования будет еще удлиняться и смещаться внутрь лагуны по схеме, предложенной Д. В. Джонсоном [Щукин, 1974]. В результате этого увеличится количество ритмичных выступов.

Северная коса будет отступать по мере удлинения сложной Южной косы. Если раньше эта коса и могла активно развиваться как встречная под действием северо-восточного волнения малой обеспеченности, то только за счет материала размыва ярков — остатков кударинской террасы, питавшего вдольбереговой поток наносов этого направления. К этому времени материал абразии ярков будет почти исчерпан, т. е. они размыты, и Северная коса станет отмирающей аккумулятивной формой.

Схема, представленная на рис. 11, *г*, отображает современное состояние морфологии и динамики берегов зал. Посольский сор. Сложная Южная и Северная косы значительно переформировались. Обе они переместились дальше в сторону сора. Ширина прорвы намного увеличилась, несмотря на удлинение сложной Южной косы, что является результатом размыва отмирающей Северной косы. Произошли и другие изменения, обусловленные очередным циклом стояния высоких исторических уровней [Афанасьев, 1975а; Галазий, 1967; Рогозин, 1974б], в частности происходило затопление кос, сопровождавшееся их размывом. Площади кос сократились более чем втрое.

Переформирование Посольских кос в связи с подъемом уровня Байкала. Очевидно, что в прошлом, как и сейчас, при образовании косы уровенный режим и волновые процессы играли основную роль, но эти факторы при постоянном уровне не приводят к разрушению косы. С резким повышением уровня (1959—1964 гг.) происходило затопление косы, сопровождавшееся размывом, что приводило к отступанию ее внешнего края и одновременно к довольно быстрому удлинению, формированию нового дистального конца. В самых низких и узких частях косы в результате подтопления и перехлестывания волн образовывались новые прорвы. Уже на второй год после подъема уровня (1961 г.) образовалась новая прорва в Северной косе шириной ~7 м.

В дальнейшем один берег этой прорвы размывался и отступал, на другом образовалась коса, которая по мере расширения прорвы превратилась в пересыпь, затапливаемую во время волновых нагонов. При последующем повышении уровня пересыпь была разрушена, возникла прорва шириной ~250 и глубиной 2 м. Часть косы, ограниченная, с одной стороны, этой новой прорвой, а с другой — старой, превратилась в остров, получивший под действием волнения дугообразную форму в плане. К 1969 г. аналогичные явления произошли по всей косе, превратив ее в цепь островов, разделенных новыми прорвами в количестве восьми, не считая старой шириной от 6 до 350 м с глубинами от 1 до 2 м. Ширина большой (старой) прорвы увеличилась до 750 м, глубина ее более 3 м.

Повышение уровня приводило не только к расчленению кос, но и к отступанию внешнего края и, следовательно, к сокращению площади (табл. 3). Повышение уровня активизировало размыв берегов повсеместно [Кулиш, 1964], что способствовало по-

Таблица 3

Изменение площадей Посольских кос в связи с подъемом уровня и их размывом, км²

Высокий уровень		Низкий уровень	
Год	Площадь	Год	Площадь
1961	1,28	1900	1,58
1969	0,98	1950	1,30
1971	0,81	1972	0,93
1985	0,74	1981	1,12
1988	0,30	1989	0,81

ступлению дополнительного питания во вдольбереговой поток наносов, поэтому размыв сопровождался не только ростом Южной косы, но и заполнением новых прорв. После первой прорвы заполняются и остальные. К августу 1974 г. остается только одна незаполненная прорва на Северной косе. Она самая первая по времени образования, и к июлю 1972 г. она также заполнилась. К осени в местах бывших прорв (это, естественно, самые низкие участки косы) наблюдается перехлестывание волноприбойного потока во время штормов, т. е. прорвы снова функционируют. Этот процесс заполнения и осушки прорв или возобновления их действия при колебаниях уровня продолжается. В районе Посольских кос существуют два подводных вала: первый (прибрежный) в 50 м от внешнего края и второй — в 145 м. Ширина их 35 и 50 м соответственно. В районе старой прорвы насчитывается до четырех подводных валов, расстояние между ними составляет 70—80 м. При этом ближние к берегу валы прерываются в месте наибольшего течения из сора. Уклоны дна в зоне подводных валов находятся в тех же пределах, что и на море [Егоров, 1959]. Отношение глубин над валами и над ложбинами не 0,6 м, как у Е. Н. Егорова [1959], а 0,8 и 0,7 м над первым и вторым валами соответственно.

Следует отметить, что подводные валы являются индикаторами вдольберегового потока наносов [Егоров, 1959; Болдырев, 1966], из материала которого в свое время сформировались косы, а в настоящее время и в дальнейшем он будет определять их морфодинамику. Уже в 1988 г. ощущался значительный дефицит нагрузки потока наносов, обусловленный прекращением абразии на участках, защищенных берегоукрепительными сооружениями. Площадь кос продолжает резко сокращаться (см. табл. 3), что может привести к их отмиранию, если не проводить инженерных берегозащитных мероприятий. Наиболее эффективны и экономичны, по нашему мнению, мероприятия, предложенные Институтом гидромеханики РАН [Сокольников, 1976].

КОСА ЗАВОРОТНАЯ

Эта сложная коса, расположенная на северо-западном берегу Байкала, отчленяет бух. Заворотную. Формируется она в волновой тени м. Заворотный. Подводный склон дистального конца имеет значительную крутизну, что свойственно всем активно нарастающим в настоящее время аккумулятивным формам [Зенкович, 1960].

Существует несколько описаний косы Заворотной [Лут, Галазий, 1970; Галазий, 1972; Лут, 1977; и др.]. Так, по данным этих авторов длина косы ~860 м, ширина у головной части 100, а у основания 25 м. Коса состоит из пяти серий береговых валов, каждая серия — из нескольких десятков валов. Коса с морской стороны окаймлена штормовым валом. По мере удаления от корневой части косы к ее дистальному концу высота валов растет. Самые высокие и лучше сохранившиеся валы образовались в последний период формирования косы.

Общее количество хорошо различимых валов в последних трех сериях около 80. Кроме этих серий есть еще две, которые сохранились хуже, так как находятся в древней (прикорневой) части косы и во время стояния высоких уровней из-за подпора ГЭС частично затапливаются.

В настоящее время поле валов на косе Заворотной значительно разрушено вследствие интенсивного движения по ней транспортных средств.

Далее те же авторы сообщают, что каждая серия береговых валов на косе состоит из 35 валов (подобная последовательность отмечена и на других участках берега). Если учесть, что сохранившиеся валы образовались только при высоких уровнях в Байкале, а частота повторяемости последних в среднем 1 раз в 50 лет, т. е. равна средней продолжительности циклов за последние 300 лет, можно приблизительно определить время, в течение которого формировалась коса. Если формирование одной серии продолжалось ~1750—1800 лет, то пять серий образовались в течение 8—9 тыс. лет. По другим источникам [Лут, 1977], возраст косы всего 700—800 лет, но может быть и меньше. По нашему мнению, последняя цифра более вероятна.

В дальнейшем исследователи обращали внимание только на то, что не отмечали упомянутые авторы (Лут, Галазий), но что существенно, по нашему мнению, в отношении морфологии и динамики сложной косы Заворотной.

Спорными представляются нам сведения о том, что тело косы сложено пятью сериями береговых валов. Располагая крупномасштабными аэрофотоснимками и потому имея возможность неоднократно возвращаться к ним, мы, однако, не могли выделить эти серии. Если в прикорневой части расположение валов подчинено определенной и очевидной закономерности, то в придистальной части условия формирования валов были значительно сложнее. Валы как бы накладываются друг на друга. На валы, обра-

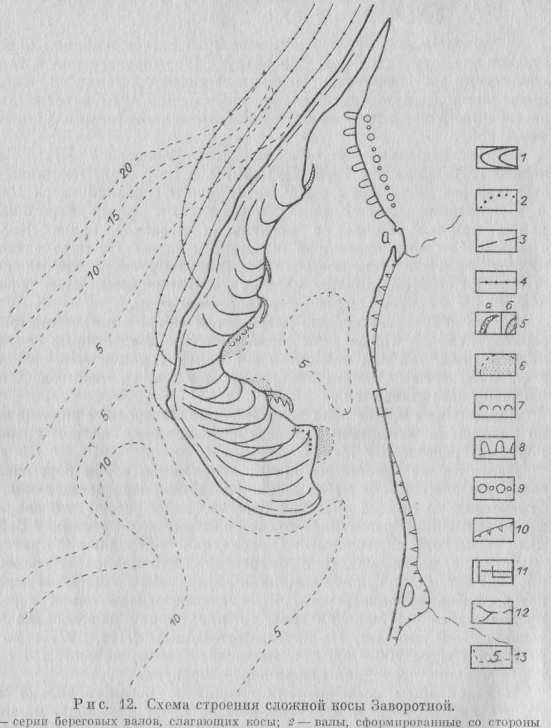


Рис. 12. Схема строения сложной косы Заворотной.

1 — серии береговых валов, слагающих косы; *2* — валы, сформированные со стороны бухты вкрест простирания валам 1; *3* — современный береговой (штормовой) вал; *4* — предполагаемые положения морского берега (косы) в прошлом; *5* — микрокосы (*а*) и микросложные косы (*б*) в бухте; *6* — отмели, образовавшиеся на местах размытых и затопленных дистальных концов береговых валов; *7* — фестоны; *8* — фестонообразные галечно-валунные образования; *9* — галечно-валунная наброска на бровке абразионного уступа; *10* — отмерший клиф; *11* — пирс; *12* — водотоки, иногда временные; *13*— изобаты (по материалам промеров А. В. Пинегина).

зовавшиеся при низком уровне, наложены валы, сформировавшиеся при более высоком уровне под углом к низким валам более 40° (рис. 12), т. е. на одном и том же месте в разное время образовывались валы при разных уровнях, накладываясь друг на друга. Заметим, что расстояния между гребнями валов уменьша-

ются от корневой части к дистальному концу, т. е. рост ее замедляется.

В отношении генезиса косы и бух. Заворотной некоторые авторы [Пальшин, Замараев, 1968] высказываются в пользу преобладания разрывных нарушений, в результате которых возникла воронка всасывания, со временем ставшая бухтой. Но отчленение бухты произошло в результате развития сложной косы. По-видимому, она развивалась на морском крае воронки всасывания. Край опускался во время разрывных нарушений. Современная морфоскульптура сформировалась унаследованно на месте опустившейся, ибо серия валов, слагающих ее, лежит на более древней с их другим простиранием.

Судя по микроформам берегового рельефа в бух. Заворотной, можно заключить, что в ней существует свой, особый гидродинамический режим, определяющий морфологию и динамику микроформ берегового рельефа в бухте. И это несмотря на весьма малую акваторию ее. Но бухта расположена в зоне особо сильного ветра северо-западного направления. Местное название его Горный, или Гора. Это штормовой ветер, скорость которого иногда превышает 40 м/с. И неудивительно, что в малой по акватории бухте эпизодически возникают местные вдольбереговые потоки наносов, формирующие аккумулятивные формы берегового рельефа. В узком входе в бухту течения, обусловленные сгонно-нагонными денивеляциями, усиливаются, что также препятствует росту косы. Более того, этот участок косы подвергается абразии, о чем свидетельствуют мелководья, образовавшиеся вследствие размыва дистальных концов валов, слагающих этот участок косы.

Особый интерес представляет участок на западном берегу в вершине лагуны, где мы обнаружили фестоноподобные образования, сложенные плохо окатанным галечно-валунным материалом с частотой 5,0—6,0 м. В открытом Байкале такие формы имеют место в бухтах, в местах сильного волноприбойного потока и возникновения разрывных течений (в бух. Богучанской, зал. Провал и др.). До подъема уровня эти формы на аэроснимках не просматривались, ибо они были покрыты слоем торфа. С повышением уровня торф был размыт и формы, оказавшиеся под водой, стали различимы на аэрофотоснимках. В 1981 г. при понижении уровня формы «вышли» на поверхность, т. е. осушились. По нашему мнению, эти формы образовались здесь до появления косы, т. е. в то время, когда бухта была открытой и здесь создавались гидродинамические условия, которые сейчас наблюдаются в бух. Богучанской, где мы обнаружили аналогичные формы берегового рельефа, сложенные близким по крупности, но более окатанным материалом.

Аналогичные формы отмечены нами на о. Далайн-Хуйс (оз. Хубсугул). Их частота в среднем такая же — 5 м. Сложены они несколько более крупным материалом и находятся в зоне воздействия наиболее крупных рефрагированных волн.

Хотя бух. Заворотная практически закрытая (отчлененная), в ней все же существует свой гидродинамический режим. И в

вершине бухты возникает при определенных условиях интенсивная волноприбойная деятельность. Об этом свидетельствует крупногалечный вал, набросанный волнами на торфяную «подушку»— бывшее дно лагуны, аналогично тому, как это происходило на м. Ядыртуй (см. рис. 6).

КОСА У м. СРЕДНИЙ КЕДРОВЫЙ

На петлевидной косе м. Средний Кедровый можно видеть пять серий береговых валов, которые отчленили большую лагуну. По Г. И. Галазию [1972], наиболее мощны три из упомянутых серий, каждая из которых состоит из нескольких десятков валов. Общее количество валов в этих трех сериях, по подсчетам Е. К. Гречищева (устное сообщение), 113. По расчетам Б. Ф. Лут. Г. И. Галазия [1970], эта коса начала формироваться 9150—9250 лет назад.

Относительно возраста косы мы склоняемся к мнению, изложенному выше при описании косы Заворотной, т. е., видимо, ее возраст, как и возраст других аналогичных образований, на порядок меньше.

Коса сложена сериями валов, сформированных волнением противоположных направлений в условиях циклических колебаний уровненного режима. В настоящее время ее развитие осуществляется в основном к югу за счет причленения новых валов, формирующихся при одностороннем (с севера) питании. Крутизна южного подводного склона достигает 40°, т. е. близка к углу естественного откоса развивающейся формы, сложенной галечно-валунным материалом. Аналогичным материалом переменной крупности сложены серии валов, формировавшихся вдольбереговым потоком с севера. Серии валов, сформированные потоком с юга, в настоящее время причлененные к коренному берегу, сложены песчано-мелкогалечным материалом.

Окаймляющий косу штормовой вал — самый высокий, до 3 м над урезом воды (на июнь 1981 г.), его высота уменьшается к корневой части косы, и здесь на тыльной стороне вала появляются конусы заплеска. Окаймляющий штормовой вал как бы срезает серии валов, сформированных ранее. Площадь косы уменьшается в результате размыва (среза), что свидетельствует об ослаблении питания вдольберегового потока. Это относится и к другим аналогичным формам.

Но самое интересное и необычное, не отмеченное на других формах, состоит в том, что на поверхности поля валов, слагающих косу, сформировались два вала, простирание которых отличается от простирания всех валов, слагающих косу. Эти валы мы назвали многовековыми циклическими, или просто циклическими. Более того, на валах, лежащих под циклическими, мы не обнаружили следов размыва. Значит, при формировании их здесь сильных волновых воздействий не было.

По-видимому, циклические валы развивались кратковременно на границах многовековых 250—300-летних циклов колебаний уровня, после резких подъемов его, в условиях свободного мелководья. В периоды прохождения селей, по сухому в настоящее время руслу, поток наносов кратковременно, но обильно обогащался дополнительным питанием, из материала которого и сформировались циклические валы.

Границы многовековых циклов на Байкале зафиксированы грандиозными разрушениями на берегах и формированием наиболее высоких береговых валов [Галазий, 1967]. Предполагаемый возраст косы ~900 лет, а формирование циклических валов могло произойти в 1600—1700 и 1380—1410 гг. вследствие увеличения стока рек [Сизиков, 1987], когда на озере стояли высокие уровни, что подтверждается данными дендрохронологического анализа [Галазий, 1967].

Аналогичные валы могли образоваться и на косе Заворотной, при господстве других условий, когда валы тесно причленялись один к другому, почти сливаясь, а порой накладывались с различным простиранием, и различить среди них два вала невозможно.

Участие вертикальных тектонических смещений в формировании косы мы, так же как и В. С. Мякокин [1959], отрицаем.

ПЕРЕЙМЫ (ТОМБОЛО) БАЙКАЛА

Самая крупная форма этого типа — Мягкая Карга (местное название перешейка, соединяющего п-ов Святой Нос с восточным берегом Байкала). В разное время исследователи Байкала употребляли для этого района различные названия: перешеек п-ова Святой Нос [Верещагин, 1918; Дмитриев, 1968; Агафонов, 1970], Чивыркуйский перешеек [Ламакин, 1968], Святоносский перешеек [Логачев, 1974], Чивыркуйско-Баргузинский перешеек [Галкин, 1975] и др. Эта аккумулятивная форма рельефа представляет собой двойную перейму, сформированную из материала вдольбереговых потоков наносов.

Г. А. Дмитриев [1968], наиболее детально исследовавший морфологию и динамику Мягкой Карги, предложил такую схему истории ее формирования. По его мнению, она представляет собой результат последовательного наступления береговой линии на Баргузинский залив за счет образования береговых валов, постепенно заполнявших Баргузино-Чивыркуйский пролив при постоянном уровне и отсутствии тектонических поднятий. Но вместе с тем он указывает на кратковременное поднятие уровня Байкала, в результате чего участки, прилегающие к оз. Арангатуй (Рангатуй), оказываются затопленными. Оз. Арангатуй образовалось позднее, чем генерации береговых валов. Отмечается также, что в начальной стадии валы, формировавшиеся со стороны Баргузинского залива, примкнули к небольшому валу, образовавше-

муся со стороны Чивыркуйского залива у юго-восточного скло
п-ова Святой Нос. Представление это в общем виде аналогичн
описанному Г. Ю. Верещагиным [1918].

С точки зрения Н. А. Логачева с соавторами [1974], берего
вые валы к северу от оз. Арангатуй отсутствуют, аналогичн
высказывается и Б. П. Агафонов [1970], характеризуя этот ра
он как сплавинную низину с редкими островами галечных ко
О. В. Павлов и Ф. Н. Лещиков [1968] район перешейка пред
ставляют как обширную заболоченную пойму. Об активном уча
стии волноприбойной деятельности в формировании рельефа пе
решейка потоками наносов (слоем осадка) у В. В. Ламакина
[1968, с. 63] сказано так: «Осадки набиты сюда волнами от
юго-западных ветров, так называемых култуков, которые отлича
ются большой силой и частой повторяемостью. Песчаный мате
риал приносится в большом количестве р. Баргузин и подхва
тывается на берегу озера волнами, которые, относя его к северу,
наращивают перешеек».

Как видим, об истории формирования исследуемого перешей
ка существует несколько представлений. Но всех их объединяет
представление о том, что развитие процесса образования его шло
со стороны Баргузинского залива до современных очертаний бе
реговой линии. Имеются разногласия или вообще не упоминается
об участии в этом волновых процессов со стороны Чивыркуйско
го залива и изменений положения уровня, обусловленных нео
тектоническими вертикальными смещениями или многовековыми
колебаниями гидрометеорологического режима на Байкале [Афа
насьев, 1967, 1975а; Рогозин, 1977], а также сменой фаз в разви
тии последнего оледенения, оставившего на берегах и подводных
склонах Байкала ледниковую морфоскульптуру, прослеживаю
щуюся до глубины в несколько сотен метров [Логачев, 1974].
Возможно, что этому обязаны своим происхождением подводные
продолжения долин рек Баргузин, Максимиха и др. [Ладохин
1954, 1957; Золотарев, 1958].

История формирования и динамика Мягкой Карги

Мягкая Карга образовалась в результате выполнения осадка
ми Баргузинско-Чивыркуйского пролива в течение 2—10 тыс. лет
[Дмитриев, 1968]. Современный рельеф перешейка сформирован
несколькими сериями береговых валов разного возраста. Валы
выполнены из материала вдольбереговых потоков наносов, пара
метры которых обусловливались характером проявления актив
ных факторов динамики береговой зоны [Зенкович, 1962; Морс
кая геоморфология, 1980], которые варьировали только в на
чальный период, во время образования первых валов, изменив
ших очертания береговой линии, а следовательно, и направление
вдольбереговых потоков в проливе. В дальнейшем ветроволновой
режим в этом районе, как и по всему Байкалу, оставался ста

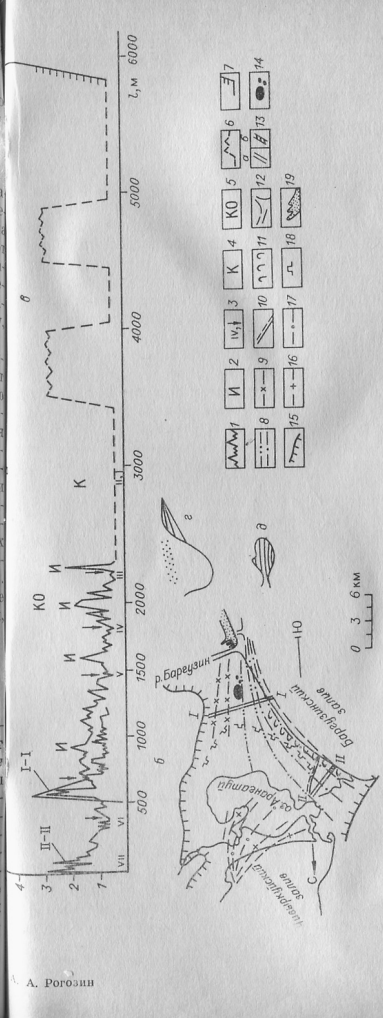


Рис. 13. Профиль (совмещенный) через Мягкую Каргу (*а*, *в*) и схема ее развития (*б*), сформированных валов на м. Облом (*г*) и п-ове Коноцика (*д*).
1 — натурные профили; *2* — литогенезы; *3* — стадии и границы между климатическими этапами голоцена; *4* — криолитозона; *5* — климатический оптимум; *6* — часть профиля, построенная с помощью топографической карты; *7* — дендрохронологический разрез; *8* — разновозрастные береговые валы, слагающие Мягкую Каргу; *9* — долголиственные валы; *10* — валы; *11* — эоловые формы; *12* — древние пляжевые валы; *13* — современные береговые валы; *14* — современный пляж; *15* — подножие денудационного склона; *16*, *17* — серии валов, развивавшиеся со стороны Чивыркуйского залива, четко дешифрируемые на аэроснимках (*16*) и дешифрируемые по косвенным признакам (*17*); *18* — граница опустившихся валов, затапливаемых при высоком уровне; *19* — условные дегтярные горизонты.

бильным, так как он определяется орографическими особенностями котловины, а они не могли измениться за 10 тыс. лет.

Из анализа вертикального профиля через Мягкую Каргу (рис. 13, *а*, *б*), аэро- и космических снимков следует, что серии валов, слагающих перешеек, формировались при разных уровнях и с обеих сторон Баргузино-Чивыркуйского пролива и в основном из материала твердого стока рек Баргузин и Мал. Чивыркуй. Энергетическая напряженность волнового потока, перемещающего наносы, обусловленная ветровым режимом в Баргузинском заливе, значительно больше, чем в Чивыркуйском [Атлас..., 1962, 1977], и поэтому самые высокие серии валов сначала образуются в Баргузинско-Чивыркуйском проливе. Они простираются прямолинейно от устья р. Баргузин вдоль южных отрогов Баргузинского хребта. Эти древние доголоценовые валы дешифрируются только в южной части Мягкой Карги и представлены двумя сериями. В настоящее время они имеют нечеткие очертания, высота их в отдельных местах более 3 м. Они покрыты древесной растительностью, к северу исчезают среди болота и опознаются по залесенным островкам — их остаткам. Ближе к берегу при самом низком уровне формируется другая серия валов, дистальные концы которых обрываются по линии берега оз. Арангатуй. Очертания валов размыты и прерываются полосой округлых озер термокарстового происхождения. Г. А. Дмитриев [1968] назвал эту серию валов зоной К, предполагая, что она обязана своим происхождением криогенным процессам конца ледникового периода, что вполне вероятно. Низкий уровень озера, отличающийся от современного всего на 0,5 м, наличие термокарстовых озер [Рогозин, Сизиков, 1988], участков многолетней мерзлоты [Агафонов, 1970],— все это доказывает, что зона К сформировалась в условиях, близких к ледниковым.

В это же время формируются серии валов со стороны Чивыркуйского залива, их остатки четко дешифрируются на п-ове Копешка и менее четко на перешейке, разделяющем оз. Арангатуй и Чивыркуйский залив, а также по косвенным признакам, например по характерным резким изгибам русла р. Мал. Чивыркуй, образовавшимся тогда, когда река «прорезала» валы и на отдельных участках текла по межваловым понижениям аналогично рч. Буртуй, впадающей в Баргузинский залив. По нашему мнению, и Исток — проток, соединяющий оз. Малый Сор с Чивыркуйским заливом,— это тоже бывшее межваловое понижение. У юго-восточного склона п-ова Святой Нос, т. е. в юго-западном углу Чивыркуйского залива, западнее протока Исток следы береговых валов не обнаружены. Перехват, образование перешейка произошли, по-видимому, где-то в районе оз. Арангатуй, когда здесь было мелководье, позднее ставшее перешейком. Возможно, в прошлом здесь и существовал естественный барьер раздела блоков, снивелированный к настоящему времени осадками [Агафонов, 1970], который изменил волновую экспозицию берега, отклоняя поток наносов, что приводило к падению его емкости, а следовательно, и к аккумуляции наносов.

На следующем этапе истории развития Мягкой Карги с небольшим промежутком формируются еще две серии валов со стороны Баргузинского залива. Их высота 1—1,5 м, они примыкают непосредственно к современному береговому валу под острым углом. Валы покрыты кустарниковой растительностью с сухостойными деревьями.

Особо отметим, что последние серии валов, а вероятно, и другие более древние, оканчиваются свободно (без заворота дистальных концов), т. е. они формировались в открытой акватории.

Все валы расходятся веерообразно, более молодые заворачивают в сторону залива, т. е. в направлении нарастания аккумулятивной формы. Ширина межваловых понижений увеличивается, изменяется экспозиция береговой линии относительно равнодействующей волнового режима, в результате чего падает емкость вдольберегового потока, наносов, параметры валов уменьшаются и в дальнейшем они выклиниваются.

По отношению к современному, развивающемуся валу более старые валы на приустьевом участке примыкают под углом. Несовпадение простирания разновозрастных серий валов свидетельствует о временном прекращении аккумулятивного процесса и об активизации абразионного по линии несовпадения простирания валов. Это могло произойти из-за резкого изменения уровня при увлажнении климата в период климатического оптимума и последующих ритмических потеплений, когда в результате обильного твердого стока реки в приустьевой части формировался конус выноса, впоследствии размытый.

Положение уровня могло измениться и в результате опускания суши, ранее бывшей продолжением Мягкой Карги, занимавшей всю поверхность подводного берегового склона Баргузинского залива. В Чивыркуйском заливе обнаружена подводная коса, которая более чем за 20 лет не изменила своих очертаний, характерных для аккумулятивной формы, образовавшейся на суше. Это свидетельствует о том, что при тектоническом опускании коса оказалась подводной, вне волновых воздействий. Иначе она не могла бы сохранить свои очертания. При медленном эвстатическом или многовековом колебании уровня они были бы размыты [Рогозин, 1977; Долотов, 1989], что наблюдается в Малом Море, где на подводном береговом склоне зафиксированы следы затопленных аккумулятивных форм [Пинегин, 1975].

По-видимому, в Баргузинском заливе в свое время произошло быстрое опускание суши, аналогичное описанному выше. Это подтверждается наличием подводных каньонообразных продолжений долин Баргузина и Максимихи, ранее впадавшей в р. Баргузин. В процессе формирования древней затопленной Мягкой Карги река была вынуждена «прорезать» свое русло в береговых валах, одновременно отступая в направлении перемещения наносов. Ранее русло Баргузина было значительно ближе к восточ-

ному берегу палео-Байкала, который выше по долине Баргузина совпадал с разломом. О перемещении русла свидетельствуют «обрезанные» валы на приустьевом участке реки. Береговые валы не могут начать свое формирование из устьев реки. Несомненно, что это произошло значительно южнее, на участке резкого изгиба береговой линии, из материалов транзитного потока наносов. Севернее устья поток получил дополнительное питание за счет твердого стока реки, и в настоящее время современный береговой вал (серия валов) существует за счет как транзитных наносов, так и твердого стока реки. В настоящее время эта высокая серия валов наложена на древние более низкие валы и представляет собой аккумулятивную (эолово-прибойную) форму берегового рельефа, аналогичную Острову Ярки, что на севере Байкала, также значительно подверженную эоловым процессам. В дальнейшем, при неизменном характере проявления активных факторов динамики береговой зоны механизм геоморфологической интеграции [Флоренсов, 1978] будет продолжать свое действие, количество валов, а следовательно, и площадь Мягкой Карги увеличатся в результате последовательного «наступления» береговой линии на Баргузинский залив (по А. Г. Дмитриеву [1968]), но это будет уже вторичный процесс.

В отношении образования береговых валов и превращения их в аккумулятивную равнину оригинальные выводы делает А. В. Поздняков [1988]. Его модель хорошо работает при стабильном уровне, установившемся после трансгрессии моря. На необходимость неизменного положения уровня для выработки профиля равновесия указывают Н. В. Есин с соавторами [1980].

В условиях Байкала и Хубсугула уровень колебаний, кроме циклических на фоне общего подъема, подвержен влиянию порога стока. На Байкале это обусловлено режимом работы Иркутской ГЭС, а на Хубсугуле — циклическими проявлениями селевых потоков в русле р. Улген-Сайра, способных практически прекращать сток из озера.

Изменение расстояний между валами в зависимости от времени их формирования в заливах [Поздняков, 1988], на Байкале и Хубсугуле не подтверждается. По-видимому, это присуще только рифтовым водоемам байкальского типа [Флоренсов, 1968]. Расстояние между валами или их сериями так же, как и их высота, на Мягкой Карге обусловлены как длительностью влажных и сухих многовековых климатических ритмов, которая на Байкале и в других регионах разная [Хотинский, 1977, 1989], так и продолжительностью более коротких циклов изменчивости уровня [Афанасьев, 1975б].

Но, по нашему мнению, математический аппарат расчета условий, близких для формирования профиля равновесия, полезен в тех случаях, когда необходимо рассчитать (прогнозировать) положение береговой линии на отрезке времени между циклами (ритмами) колебаний уровня, где его сезонными изменениями можно пренебречь. Это очень важно в оперативном отношении, когда проектируются рекреационные сооружения. Такое положение вполне уместно и рентабельно. Капитальные сооружения необходимо располагать за береговой зоной, во-первых, для того, чтобы не искажать ландшафтные прелести берегов Байкала, как это уже случилось в бух. Песчаной, во-вторых, чтобы избежать целого комплекса берегозащитных мероприятий, как это было в Пицунде в 1969 г.* Аналогичные явления происходили и на Байкале в 60-х гг., когда размыву подвергалась дорога в районе пос. Листвянничного и возникла неотложная необходимость срочных дорожно-восстановительных работ.

Ко вторичному периоду мы относим и процесс усложнения рельефа Мягкой Карги за счет образования озер в зоне К и районе оз. Арангатуй. Во время опускания части перешейка на оставшейся над водой его части появляются термальные источники. Это и последующее повышение уровня приводят к подтапливанию, подтапливанию мерзлоты в зоне К и образованию термокарстовых озер. Наиболее крупные из них — Арангатуй и Бормашевое. Последнее на момент образования было округлым, но позже, при формировании последующей серии валов при более высоком уровне, ближний к озеру вал перемещался в его сторону в результате перехлестывания гребня штормовыми волнами со стороны Баргузинского залива. (Аналогичное явление отмечено по всему Байкалу во время стояния высоких уровней.)

О термокарстовом происхождении оз. Арангатуй свидетельствуют «обрезанные» концы береговых валов на п-ове Конешка, на южном и юго-западном берегах озера, хорошо дешифрируемые на аэро- и космических снимках. Аналогичную картину мы наблюдаем в зал. Провал (см. рис. 13, *г*, *д*). Одновременно с образованием оз. Арангатуй опустились и прилегающие к нему участки суши, что хорошо опознается на космических снимках по контуру затапливаемой суши во время подъема уровня.

Если нам в какой-то мере удалось уточнить и дополнить историю развития Мягкой Карги с помощью аэро- и космических снимков, то вопрос о длительности (возрасте) процесса ее формирования остается открытым. По А. Г. Дмитриеву [1968], срок выполнения осадками Баргузино-Чивыркуйского пролива (возраст перешейка) с учетом затопленной в настоящее время части исчисляется более чем в 30 тыс. лет. Возраст дельт рек Селенги и Верх. Ангары составляет ~500 тыс. лет каждой [Зорин, 1956; Гурулев, 1959]. Площадь аккумулятивного тела Мягкой Карги приблизительно в 2 раза меньше площадей дельты Селенги и Верх. Ангары. Но мощности слоя осадков и среднего годового стока наносов этих рек [Власова, 1970] различаются значительно более чем на порядок. Все это усложняет какие-либо сопоставления в отношении скорости развития, а следовательно, и возраста как Мягкой Карги, так и других крупных аккумулятивных образований. Ниже мы попытаемся это сделать с по-

* «Правда».—1982.— № 272, 12 сент.

моцью морфологического анализа вертикальных профилей через Мягкую Каргу, используя высоты или их серии как индикаторы колебаний уровня, обусловленных ритмическими изменениями увлажнения климата. Высоты валов зависят от уровня, при котором они формируются, и отражают его изменчивость в течение времени образования всей аккумулятивной формы. Используя результаты исследований в отношении длительности климатических ритмов [Шнитников, 1957; Максимов, 1972; и др.], зафиксированных на профилях в высотах серий валов и расстояниях между ними, по нашему мнению, можно составить представление о возрасте Мягкой Карги.

Поле валов Мягкой Карги формировалось с обеих сторон Баргузино-Чивыркуйского пролива. В настоящее время проходит вторичный цикл развития Мягкой Карги. Современный береговой вал, образовавшийся по линии опускания суши в этом районе, представляет собой начальную стадию этого цикла. Этот вал (серия валов) периода малого климатического оптимума и самые древние (доголоценовые) являются самыми высокими (см. рис. 13, *а*, *в*). Высота современного вала на приустьевом фланге залива установилась при перехлестывании волн во время стояния высоких уровней в 1962—1973 гг. В средней части, покрытой растительностью, высота валов нарастала в результате эоловой аккумуляции. Последнее касается и других серий самых высоких валов.

Озера Арангатуй, Бормашевое и другие — провального (термокарстового) генезиса, обусловленного оттаиванием мерзлоты вследствие подтопления и возникновения выходов термальных вод. Мягкая-Карга — это самое широкое поле береговых валов на Байкале, которое формировалось начиная с доголоценовой эпохи. Это наиболее репрезентативная аккумулятивная форма в отношении изучения истории развития береговой зоны на Байкале в условиях колебаний уровня, вызванных ритмическими изменениями общей увлажненности разных порядков.

Увлажнения климата в Прибайкалье и Северной Монголии происходили в периоды потеплений [Гравис, Лисун, 1974; Базаров, 1986]. Но есть материалы, которые не согласуются с этим положением. По утверждению Е. В. Девяткина [1989, с. 180], «...вне зависимости от принятой рабочей климатостратиграфической схемы палинологический метод «не срабатывал» как самостоятельный и независимый способ ее проверки в южных районах Прибайкалья и Забайкалья...» Это подтверждается несколькими обоснованными, с точки зрения этого исследователя, причинами. Е. В. Девяткин [1989, с. 195] утверждает, что «...стандартная схема «ледниковой» климатостратиграфии, уже давно и довольно прочно... вошедшая в литературу по Байкальскому региону, исключает возможность реконструкций по принципу «флористических стандартов». Данные И. В. Антощенко-Оленева [1982] и Н. А. Хотинского [1989] свидетельствуют о том, что в упомянутых регионах фазы увлажнения климата приходятся на периоды похолоданий.

Мы опираемся на положение о том, что «голоценовая эпоха с резко выраженным климатическим оптимумом и сильнейшими фазами увлажнения являются феноменальным явлением на фоне „извечной" аридности Забайкалья» [Базаров, 1986, с. 129], что автор распространяет и на Прибайкалье. Основное внимание обращено на периоды увлажнения, а следовательно, и повышения уровня Байкала и Хубсугула, независимо от того, к холодным или теплым климатическим периодам голоцена это относилось. Береговая зона с ее аккумулятивными образованиями развивалась в зависимости от колебаний уровня, обусловленного периодами общего увлажнения климата. Обильные эпизодические осадки с частой повторяемостью в замкнутых или полузамкнутых бассейнах аридных зон, вызывающие большие подъемы уровня озер, что создавало картину усиления увлажненности [Базаров, 1986], не могли способствовать созданию серий разновысотных береговых валов, где каждая серия формировалась на протяжении определенного периода, измеряемого десятками лет стояния высоких или низких уровней. Последние сейчас дешифрируются как межваловые понижения, заболоченные (затопленные), по нашему мнению, в результате голоценовой трангрессии.

Если по данным большинства исследователей в период климатического оптимума голоцена было тепло и влажно, а следовательно, стояли высокие уровни, которые в виде пиков зафиксированы на профиле через Мягкую Каргу, то, по-видимому, и другие пики этого и других профилей соответствуют высоким уровням, формировавшимся в аналогичных климатических условиях, которые в голоцене ритмично чередовались с похолоданиями. Последнее показано на схеме климатостратиграфического подразделения Сибири, составленной Е. В. Максимовым [1972]. Эти данные можно сопоставить с натурным профилем (см. рис. 13, *а*) через поле валов Мягкой Карги, сформировавшихся в голоцене.

Из таблицы, приведенной в работе Е. В. Максимова [1972, с. 175] и составленной с учетом местных условий, следует, что стадии оледенений наступали через каждые 1800—2200 лет, т. е. этот период близок к ритму А. В. Шнитникова [1957]. Сопоставляя таблицу Е. В. Максимова с профилем через Мягкую Каргу (см. рис. 13, *а*), можно сказать, что стадии похолодания наступали примерно через каждые 1500—2200 лет (в среднем через 1850 лет), т. е. и этот период тоже близок к ритму А. В. Шнитникова.

Профиль, представленный на рис. 13, *а*, состоит из двух профилей: I—I и II—II, дополняющих друг друга. Совмещение профилей произведено по высокой серии валов, хорошо опознаваемой на аэроснимках на всем протяжении между ними. Затопленная (опустившаяся) часть валов профиля I—I дополнена частью профиля II—II по схеме, изображенной на рис. 13, *б*. Необходимость совмещения профилей вызвана тем, что на профиле II—II нет древних валов, они попали в зону термокарстового опуска-

ния около провального оз. Арангатуй, так же как и дистальные концы серий валов профиля I—I. На профиле I—I нет начальных валов. Они размыты или опустились. Только оба профиля вместе составляют полный профиль через Мягкую Каргу — первую голоценовую террасу Байкала. Часть профиля (см. рис. 13, *в*) через серии доголоценовых валов составлена при помощи крупномасштабной топографической карты. Аналогичные построения сделаны и на части профиля, представленной на рис. 13, *а*. При сопоставлении натурного и картографического профилей установлено их полное соответствие в пределах точности карты.

Заметим, что при совмещении профилей не учтена разновозрастность, т. е. время, необходимое для формирования (приращения) валов (серий валов) по их длине. Приустьевые части валов моложе дистальных на отрезок времени, близкий к продолжительности многовекового ритма А. В. Шнитникова [1957], т. е. ~2 тыс. лет. По-видимому, в периоды увлажнений климата и повышения уровня процесс удлинения валов происходил быстрее, чем в сухое время при низких уровнях. Ритмический характер колебаний уровня уверенно опознается на профилях по всему полю валов Мягкой Карги.

Мы не ставили перед собой задачу геоморфологическим методом заменить радиоуглеродный или другие более точные методы определения абсолютного возраста. Речь идет только об установлении относительного возраста разных генераций береговых валов с использованием ритмического характера уровненного режима и других морфологических характеристик, определяющих высоты и положение серий валов. Представляется, что таким образом можно определить относительный возраст разных генераций валов с точностью не ниже чем до одного многовекового (1850-летнего) ритма увлажнения климата, а следовательно, и колебаний уровня.

Анализируя профиль, изображенный на рис. 13, *а*, можно отметить следующее. Климатический оптимум, включающий в себя IV стадию, «окаймленную» двумя интерстадиалами, достаточно уверенно можно выделить на профиле. Плановые очертания, а значит, и количество серий береговых валов сопоставимы с временными отрезками между стадиями VI—IV. Между этими стадиями закономерность нарушается, что естественно, ибо продолжительность и амплитуда холодных и теплых периодов (ритмов) была различной [Хотинский, 1977, 1989]. В нашем случае это, по-видимому, объясняется тем, что на отрезке времени 1—2 тыс. лет назад в Прибайкалье наблюдались высокие паводки и резкое увеличение стока [Сизиков, 1987]. На увеличение осадков и резких подъемов уровней и разливов рек в Западном Забайкалье 2,7—3,3 тыс. лет назад указывают Д.-Д. Б. Базаров [1986] и И. В. Антощенко-Оленев [1982]. Вследствие этого самые молодые серии береговых валов и современный пляж, по данным А. М. Сизикова [1987], надвинуты на среднеголоценовые осадки

(в нашем случае — береговые валы) первой байкальской террасы, что свидетельствует о поднятии уровня в историческое время, зафиксированное берегоформирующими процессами. Последнее достаточно убедительно отражено на натурном профиле на рис. 13, *а*.

Таким образом, последние 1—3 тыс. лет были богаты событиями как неотектонического, так и климатического характера, что в достаточной мере отражено на рис. 13, *а*. Трехкратный подъем уровня на Байкале в голоцене и близкая к 1800-летней ритмичность периодов увлажнений, а следовательно, и высоких уровней с меньшей амплитудой, зафиксированные на профиле, согласуются с данными Л. Н. Савиной [1982], полученными в результате палеогеографических исследований для склонов Хамар-Дабана.

Максимумы уровней на профиле периода климатического оптимума ниже, чем во время малого климатического оптимума (МКО), несмотря на то, что в этот период потепление было слабым по сравнению с периодом КО [Ясаманов, 1985, 1989]. Это явление мы объясняем термической инерцией лимноклимата Байкала. Огромная масса вод озера, отличающаяся постоянством низких температур [Ладейщиков, 1971], способствовала замедлению процесса потепления и увлажнения.

Используя собственные данные по натурному профилю и материалы других исследователей, можно попытаться определить возраст Мягкой Карги. Она сложена либо 250—270, либо более чем 100 береговыми валами, по Г. А. Дмитриеву [1968] и Г. И. Галазию [1967] соответственно. Валы или их серии формировались при разных уровнях, что хорошо видно на профиле через Мягкую Каргу (см. рис. 13, *а*), на котором можно достоверно выделить шесть 1500—1800-летних ритмов повышений уровня вследствие повышенной увлажненности климата. Каждый ритм состоит в среднем из шести многовековых наиболее высоких (250—300-летних, по Г. И. Галазию [1967]) циклов. Исходя из этого возраст Мягкой Карги определится в 9—11 тыс. лет, что удовлетворительно согласуется с расчетами Г. И. Галазия [1967] и Г. А. Дмитриева [1968].

По данным определения абсолютного возраста отложений торфяников на участке, непосредственно примыкающем к Мягкой Карге в глубине Чивыркуйского залива, по ^{14}C установлен интервал времени их формирования от $12\,750 \pm 140$ (ЛГ-135) до 4560 ± 50 (СО АН-1432) лет назад [Мац, 1989]. Первая дата соответствует доголоценовому периоду, в это время уже существовали Чивыркуйский и Баргузинский заливы. Формировались две серии древних валов, соответствующих двум периодам каргинского межледниковья.

Вновь обращаясь к натурному профилю (см. рис. 13, *а*), можно отметить, что формирование поля валов происходило при общем подъеме уровня в голоцене со скоростью ~4 см в 100 лет, на фоне этого подъема были периоды его повышений и понижe-

ний, обусловивших развитие серий валов разной высоты. Это следствие ритмических колебаний общей увлажненности [Шнитников, 1957]. Возраст береговой зоны (первой террасы) по ^{14}C [Мац, 1989] и по палеогеографическим данным [Савина, 1982] не превышает 7890 ± 175 (СО АН-581) и 7940 ± 420 лет соответственно. Сюда вписываются данные В. А. Беловой [1985] по торфяникам в дельте р. Безымянной близ пос. Боярского — 2135 ± 75 (КРИЛ-175) и погребенным почвам в песках Курминской бухты Северного Байкала — 5900 ± 130 (ИМ-600) и данные, представленные А. С. Ендрихинским (устное сообщение), о возрасте первой террасы в дельте р. Выдриной в 3960 лет. К верхнему голоцену относятся пляжи Байкала и маломощные торфяники, которые датируются в интервале 2700—1800 лет [Мац, Покатилов, 1976; Мац, 1989].

Как видим, даты, полученные на основе анализа по ^{14}C, согласуются с датами, определенными по профилю и представленными на рис. 13*. Аналогичные представления о формировании профиля поля береговых валов в условиях колебаний уровня на фоне его общего подъема можно получить по рис. 14. В этом случае литогидродинамические условия иные, но закономерная ритмичность, аналогичная описанной выше, наблюдается и здесь.

Профиль по длительности формирования является частью представленного на рис. 13, *а*. На нем нет серии валов, соответствующей времени климатического оптимума, ибо форма начала образовываться после разлома, резко изменившего очертания береговой линии и тем самым создавшего условия для развития аккумулятивной формы в заливе. Последнее произошло в голоцене, после климатического оптимума. Перегиб профиля (на рисунке это показано стрелкой) соответствует времени 1—2 тыс. лет назад, возможно, после малого климатического оптимума, когда в Прибайкалье наблюдались высокие наводки и значительное увеличение стока [Рогозин, Сизиков, 1988], что обусловило поступление дополнительного питания во вдольбереговой поток наносов.

Другие переймы Байкала

На Байкале и в других местах распространены переймы, но все они по размерам значительно меньше Мягкой Карги и располагаются рядом в Чивыркуйском заливе или прол. Малое Море. Заметим, что на Хубсугуле такие формы не обнаружены.

В Чивыркуйском заливе на западном берегу его м. Катунь представляет собой двойную перейму, сформированную из мате-

* Когда работа находилась в стадии редактирования, был получен радиоуглеродный возраст валов на одном из участков Мягкой Карги, составляющий 2420 ± 90 лет (ЛУ-2562). На профиле I—I (см. рис. 13, *а*, *б*) формирование этих валов происходило 2600 лет назад.

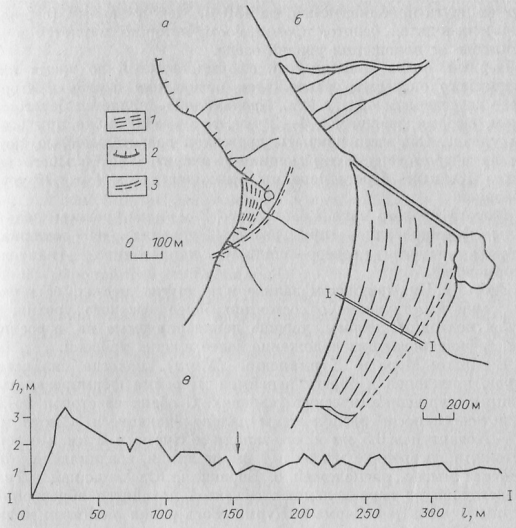


Рис. 14. Планы (*а*, *б*) и профиль (*в*) поля береговых валов в бух. Сосновка.

1 — береговые валы; *2* — граница конуса выноса; *3* — разлом.

риала противонаправленных потоков наносов, блокированных островом, но здесь на пути потоков существовал ручей, течение которого отклоняло эти потоки. В настоящее время перейма подпрудила ручей и между береговыми валами, образующими перейму, возникло болото. Отметим, что южный береговой вал, причленяющий форму к острову, и сейчас активно переформировывается, особенно в районе устья ручья, вытекающего из болота. Причем дистальный конец косы, надвигающийся на остров, по-видимому, обогнул бы его, но течение ручья не позволяет ему сделать это. Здесь происходит сложное взаимодействие вдольберегового потока с устьевыми процессами. Аналогичные явления наблюдаются в разной мере в районах всех устьев рек, впадающих в Байкал.

На противоположном (восточном) берегу залива м. Крохалиный причленен к материковому берегу переймой, ширина которой более 300 м, сформированной двумя валами, отстоящими

друг от друга приблизительно на 150 м. Между валами (сериями валов) находится болото, проходимость которого меняется в зависимости от положения уровня озера.

Первый, более древний вал, сформированный во время климатического оптимума, расположен посередине переймы, второй вал — на северном берегу бух. Крохалиной — является береговым валом, сформировавшимся 1—2 тыс. лет назад также при высоком уровне. Оба вала покрыты древесной растительностью, которая на первом валу более мощная и значительно большего возраста. Южный берег переймы, выходящий в бух. Крутую, заболочен.

Высота первого вала 1,5, второго 2 м над уровнем залива. Валы формировались при разных уровнях из материала потоков наносов северо-западного направления (наиболее штормового).

Здесь, в Чивыркуйском заливе и в других местах, есть формы, свидетельствующие о состоянии более высокого уровня, но есть и подводные формы, хорошо дешифрируемые на аэроснимках, зафиксировавших положение более низких уровней.

В Малом Море м. Курминский (Уюга), некогда скалистый остров, причленен к берегу переймой. Перейма формировалась в сложных гидродинамических условиях. С обеих ее сторон по ходу потока наносов расположены далеко вдающиеся в море мысы — Ходартуй в 0,5 км к юго-западу и Курма в 2 км к северо-востоку, а посередине мысов в 1 км от линии, соединяющей оконечности мысов, расположен о. Боракчин. Юго-западней и северо-восточней от перечисленных объектов находятся абразионные уступы и устья рек Сарма и Курма. Весь район окаймлен мелководьем. По-видимому, несмотря на непропуски потока наносов со всех сторон, все же материала его хватило на формирование и развитие переймы в сложных гидродинамических условиях. Длина переймы ~1,0 км, наименьшая ширина 60—70 м, она меняется в зависимости от положения уровня.

В более благоприятных условиях сформировалась перейма от м. Бурхан, что в 4—5 км к северо-востоку от пос. Хужир. Еще северо-восточнее, в 6—7 км от м. Бурхан, в настоящее время формируется перейма между м. Харанса (Харанцы) и одноименным островом, расположенным в 160 км от берега Ольхона. Формирование проходит в подводном или надводном режиме в зависимости от уровня. Сейчас это коса-стрелка.

До причленения к берегу и образования переймы осталось всего около 15—20 м, но в возникшей узости при ветроволновом нагоне возникают течения с повышенной скоростью, что мешает развитию косы-стрелки и образованию переймы.

Следующий крупный район распространения берегов аккумулятивного типа — береговая зона Северного Байкала.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО БАЙКАЛА

Исследуемая зона непосредственно примыкает к БАМу и представляет собой арену интенсивной хозяйственной деятельности. Это одно из основных мест нереста и нагула молоди омуля и других промысловых рыб Байкала. В ближайшем будущем этот район будет иметь важное рекреационное значение. Поэтому исследования береговой зоны здесь приобретают особое значение, так как без них невозможно освоение берегов с условием минимального нарушения их естественной динамики и сохранения экологического равновесия в побережной и прибрежной зонах северной части озера — все это составная часть природоохранных мероприятий на Байкале.

Береговая зона Северного Байкала протяженностью ~25 км представлена различными аккумулятивными береговыми формами рельефа, отличающимися морфологией, современной динамикой и историей развития. По сложности строения, особенностям динамики и истории развития исследуемую береговую зону можно подразделить на три участка. Это устьевые участки дельт рек Верх. Ангара и Кичера и основная форма, представляющая собой собственно берег Северного Байкала — береговой бар Остров Ярки, отчленяющий от Байкала лагуну Ангарский сор, ограниченную на севере краем лопастной с элементами пальцевидной дельты (рис. 15) рек Верх. Ангара и Кичера. Бар, по С. С. Байдину [1971], по-видимому, правильнее считать морским устьевым баром.

Уюмянутый бар — наиболее динамичная и сложная в отношении истории формирования и развития песчаная аккумулятивная форма берегового рельефа. Ее происхождение и переформирование обусловлены ветровым волнением, а следовательно, и гидро- и литодинамическими процессами, которые здесь очень сложны. Это в основном циклический характер уровенного режима, особенно «вершинные» положения уровня (фазы максимумов) во внутривековых и многовековых циклах (ритмах), когда наблюдается наибольшая активизация абразионно-аккумулятивных процессов [Шнитников, 1957; Афанасьев, 1967, 1975б; Галазий, 1967; Рогозин, 1974а].

На подводном береговом склоне постоянно действуют разнонаправленные течения и вдольбереговые потоки наносов, мощность которых зависит от твердого стока рек. Существенная роль в переформировании бара Остров Ярки принадлежит эоловым процессам.

Указанные процессы в историческом развитии береговой зоны Северного Байкала действовали на фоне ее разнозначных смещений, вследствие тектонических, возможно, и гляциоизостатических движений.

Рис. 15. Морфологическая схема бара Остров Ярки (*а*) и профиль в районе Двойного Ярка (*б*).

1 — Кедровые Ярки; *2* — Березовые Ярки с котловинами выдувания; *3* — Кустарниковые Ярки; *4* — участки ярков, лишенные растительности вследствие их перехлестывания волнами (*а*) и участки, где при понижении уровня возобновляется травяной покров (*б*); *5* — участки ярков, перехлестываемые волнами только при подъеме уровня выше многолетнего (*а*) и участок отмершего двойного бара (*б*); *6* — участок одиночных ярков; *7* — участки ярков, перехлестываемые волнами или затопляемые при высоких уровнях; *9* — осушки, появляющиеся во время стояния низких уровней; *10* — участки перехлестывания ярков волнами и «прорабатываемые» их при подъеме уровня (*а*) и те же, но с прижимным образованием ярков (*б*); *11* — современный пляжевый вал; *12* — древние береговые валы; *13* — границы серий разновозрастных береговых валов; *14* — котловины выдувания различной формы на древних береговых эолово-прибойных валах; *15* — участки, где наиболее часто возникают бугры пучения (*а*) и конусы заплеска, активно переносимые волнами при высоких уровнях (*б*); *16* — участки возникновения фестончатых форм подводного микрорельефа (*а*) и эмбриональных баров (*б*); *17* — район, где раньше стояли с. Чивыркуй (*а*) и Дагарский мыс (*б*); *18* — место вертикального профиля в районе двойного бара; *19* — изобаты подводного склона; *20* — валы.

Бар Остров Ярки

Бар Остров Ярки имеет форму дуги, слабо вогнутой в сторону лагуны*. Длина его более 14 км, ширина от 100 м в средней части до 400 м на концевых частях в зависимости от уровня. Узкая часть бара расположена в месте его наибольшей вогнутости в зоне наиболее сильных волновых воздействий. В этом же месте бар двойной, образовавшийся в результате двустороннего питания как с морской, так и с лагунной стороны [Ленкович, 1957, 1962]. Нечеткие следы двойного бара дешифрируются на снимках в 1—2 км восточнее устья р. Кичера.

По высоте и преобладающей растительности Ярки условно можно подразделить и назвать по частям следующим образом. Концевые уширения самые низкие, в настоящее время лишенные растительности из-за перехлестывания через них волн при высоких уровнях. Назовем их Дистальными Ярками. На восточной части Дистальных Ярков примерно в 300 м от оконечности бара есть полоса густой травянистой растительности на торфяном слое, обнажившемся при активизации абразии во время стояния высоких уровней. Полоса растительного слоя уменьшается с каждым подъемом уровня вследствие перехлестывания волн через тело бара. Условия для этого становятся все более благоприятными, ибо высота этой части бара уменьшается за счет перемыва песка на лагунную сторону и условия для перехлестывания волн в каждый последующий раз наступают при более низких уровнях. Очертания бара искривляются внутрь лагуны, что происходит и на других низких участках Ярков.

Дистальные Ярки на западной оконечности Ярков простираются от устья р. Кичера примерно** на 1,5—2,0 км к востоку. Здесь так же, как и на восточной оконечности бара, участок многократно перемыт волнами при стоянии высоких уровней. В прошлом здесь также существовала травянистая растительность на слое торфа. В 1974 г. это можно было опознать по отдельным кочкам — остаткам былого растительного покрова. К настоящему времени здесь осталась песчаная полоса без следов какой-либо растительности. При высоком уровне по ней перекатываются волны, постепенно слизывая песчаную поверхность, тем самым уменьшая ее высоту относительно уровня воды. На подводном склоне в приустьевой части сформировалась серия подводных валов, количество которых изменяется в зависимости от уровня. Наибольшее количество валов появляется после стояния низких уровней при последующем их повышении.

* Бар одновременно представляет собой крупнейшую на Байкале береговую дугу, ее прогиб равен 0,05 и близок к величине 0,06, что имеют многие природные аккумулятивные дуги на открытых берегах морей и океанов [Попов, 1965].

** Здесь и в других местах расстояния приводится с оговоркой «примерно». Это не результат неточности измерений, а последствия переформирования Ярков, выявляемого при сопоставлении аэроснимков разных лет.

Раньше, до 1932 г., Дистальные Ярки были значительно выше, на них и на противоположном берегу р. Кичера стояло большое с. Чичевки, размыв которого начался в 1932 г. при стоянии высоких уровней. На этом участке и несколько восточнее, в 1—2 км (в начале участка Березовых Ярков) после стояния высокого уровня, наблюдаются следы бугров пучения, диаметр которых 1—3 м.

По-видимому, значительно больший сток р. Верх. Ангара по сравнению с р. Кичера производит отепляющее действие, что не позволяет образоваться криогенным формам микрорельефа. Заметим, что и севернее устья р. Верх. Ангара, в районе древних береговых валов криогенные проявления не обнаружены.

Формирование Дистальных Ярков и побережья западнее устья р. Кичера и восточнее устья р. Верх. Ангара происходило вследствие аккумуляции материала разнонаправленных вдольбереговых потоков наносов. Формировались серии береговых валов, отчего береговая линия выдвигалась мористее до современного положения, аналогично тому, как это представлено у В. П. Зенковича на схеме развития дельты Георгиевского гирла Дунайской дельты или как у Ф. П. Шепарда представлена история формирования приустьевого побережья пр. Сабин [Зенкович, 1962; Шепард, 1975, с. 152].

Восточнее и западнее Дистальных Ярков с обеих оконечностей бара расположены Березовые Ярки. Мы назвали их так потому, что здесь кроме травяной растительности постепенно по направлению к центру Ярков появляется, а затем и доминирует березовая растительность. Это и березовые кустарники, и отдельные деревья, как правило, угнетенные. Высота Березовых Ярков ~1—1,5 м на границе с Кедровыми Ярками, до 3 м ближе к середине Ярков. Но здесь встречаются тоже угнетенные деревья или кустарники — лиственницы и значительно реже ели или кедры.

Ярки восточнее устья р. Кичера подвержены особенно активным волновым воздействиям, т. е. при стоянии высоких уровней заплесковые волны формируют конусы заплеска, выдвинувшиеся в сторону суши Ярка более чем на 50 м. На восточной оконечности Ярка этого не происходило. Во-первых, здесь сформировалось широкое мелководье за счет обильного твердого стока р. Верх. Ангара, которое гасит волновую энергию. Во-вторых, здесь Березовые Ярки выше, но они расположены отрезками, между которыми есть полосы, уже раньше подвергнутые ветровому, а затем и волновому воздействию. При высоком уровне образуются промоины (прорвы), а вследствие перехлестывания волн материал тела бара перемещается (слизывается) внутрь лагуны и очертания части Ярка в этом месте образуют выпуклость в сторону лагуны. С морской стороны волновые процессы выравнивают очертания береговой линии.

Конусы заплеска, образовавшись однажды при стоянии высоких уровней, продолжают свое развитие за счет ветрового переноса песка. Впрочем, и возникновение их было подготовлено эоловыми процессами. На участках Ярков, где растительный покров был беднее или подвержен разрушению в результате деятельности ветра или других, в том числе и антропогенных, факторов образовалось понижение, впоследствии превратившееся в котловину выдувания (коридор выдувания, по Н. В. Думитрашко [1939]). В процессе выдувания дно котловины (коридора) понизилось до того, что стало доступным для перехлестывающих волн, в результате чего и сформировались конусы заплеска, которые при низких уровнях продолжают свое переформирование вследствие ветровой аккумуляции.

Далее, следуя с запада на восток, расположены Ярки с мысами-языками, образовавшимися с лагунного берега в районе двойного бара (рис. 16). Здесь их высота достигает 10 м над уровнем Байкала. Мысы-языки — это формы, аналогичные конусам заплеска, описанным выше. Здесь по описанной выше схеме определенные участки (коридоры) первоначально образовались в результате эоловых процессов, но по мере понижения стали доступны перехлестыванию волн. Сейчас они удлиняются, в основном вследствие эолового процесса.

В средней, наиболее узкой части в зоне наибольшего прогиба бара находятся Одиночные Ярки. Их высота более 7 м. (В настоящее время они размыты.) В этих Ярках особенно четко виден гумусированный слой мощностью ~20 см. Он образовался во время выхода подводного вала на сушу. Процесс был медленным и естественно, что на Ярке возникла растительность: сначала травяная, потом значительно позже, и кустарниковая. Гумусированный слой в разных местах имеет разные уклоны по направлению вдоль Ярка, если смотреть на него со стороны моря. При выполнении расчисток выявлено, что падение гумусированного слоя в основном направлено в сторону лагуны. Средняя высота гумусированного слоя над урезом озера 2—3 м, что соответствует высоте самых высоких, ближайших к берегу валов на других аккумулятивных формах и высоте погребенного пляжа и волноприбойных ниш на абразионных берегах Байкала.

На Ярках было сделано несколько расчисток и, руководствуясь работами Л. Н. Ботвинкиной [1962, 1965], В. П. Зенковича [1962] и Н. В. Логвиненко [1980], на основании анализа слоистости мы предположили, что Ярки выше гумусированного слоя нарастали в результате эолового процесса (рис. 17). По-видимому, они имеют эолово-прибойное происхождение [Зенкович, 1962; Ульст, 1959].

Далее на восток от Одиночных Ярков следует понижение, перехлестываемое волнами при высоких уровнях, а за ним начинаются Кедровые Ярки — самая широкая часть Ярков, не подверженная перехлестыванию волн, их ширина примерно 120—150 м, в зависимости от положения уровня. Самая большая высота Ярков — более 10 м. Кедровые Ярки подвержены активному развеиванию северными и южными ветрами. Между зарослями кедро-

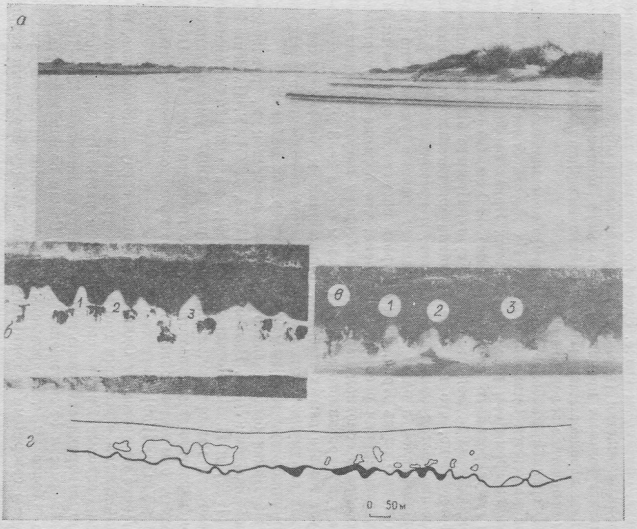


Рис. 16. Мысы-языки (*а* — перспективный фотоснимок; *б* — фрагмент аэроснимка; *в* — фрагмент аэроснимка 1985 г. при высоком уровне; *г* — результат сопоставления аэроснимков с промежутками съёмок около 30 лет, сплошной заливкой показан рост мысов-языков в результате эолового процесса).

1—3 — идентичные мысы-языки.

Рис. 17. Ярок, на котором четко дешифрируется гумусированный слой.

вого сланника активно развиваются котловины выдувания. На участках, подверженных подтоплению, встречаются глубокие котловины выдувания, которые при стоянии высоких уровней заполнены водой. После понижения уровня котловины осыхают и в них появляется травянистая, а потом и мелкокустарниковая растительность. К настоящему времени Кедровые Ярки — наиболее уцелевшая часть бара.

Динамика Ярков

Динамика Ярков в основном обусловлена гидродинамическими процессами, которые, в свою очередь, зависят от режима колебаний уровня озера [Афанасьев, 1975б], осложненного подпором Иркутской ГЭС. При повышении уровня пляжи Ярков затапливаются. Морской берег подвергается интенсивной абразии. Уступ размыва по мере подъема уровня смещается бережнёе. Когда он достигает максимальных отметок, абразии подвергается древняя часть бара, т. е. собственно Ярки — отдельные аккумулятивные обрывистые бугры или их группы, давшие название всей аккумулятивной форме.

Наиболее низкие участки между Ярками затапливаются, и если над их гребнями глубина менее 1,5—2 высот волн, то здесь образуется прибойный поток [Леонтьев, Никифоров, 1965; Леонтьев и др., 1975; Морская геоморфология, 1980], который будет как бы слизывать гребень этого участка бара и переносить материал на лагунный берег, где его береговая линия вследствие этого становится выпуклой в сторону лагуны. В некоторых местах появляются прорвы.

В дальнейшем высота бара между Ярками уменьшается и он становится доступным для перехлестывания волн при сезонном повышении уровня или нагоне. Многолетняя кустарниковая и древесная растительность между Ярками исчезает, и только в весенне-летний период до наступления сезона осенних штормов появляется редкая травянистая растительность.

Даже при низких уровнях площадь бара сокращается (табл. 4). Это происходит потому, что с каждым новым подъемом уровня пониженные участки затапливаются при еще более низком по сравнению с предыдущим уровне и обработанные

Таблица 4

Изменение площади Острова Ярки в связи с переформированием, обусловленным подъемом уровня, км²

Высокий уровень		Низкий уровень	
Год	Площадь	Год	Площадь
1932	2,20	1900	3,72
1973	0,94	1953	3,62
1985	0,40	1982	3,03
1988	0,39	1989	1,85

прибойным потоком становятся еще ниже. При этом материал гребня бара размывается («расплющивается»), а часть его смывается на лагунный подводный склон. Заметим, что при низком уровне площадь убывает медленнее вследствие увеличения ее при осушке расплющенных участков.

И в дальнейшем даже при относительно небольшом повышении уровня эти участки оказываются затопленными. Аналогичное явление уже произошло в устье р. Кичера, где на Ярках и на противоположном берегу еще в 30-х гг. стояло с. Чичевки, а в устье р. Верх. Ангара на острове действовал Дегарский маяк, установленный рядом с большим домом.

То же самое произошло с баром, отчленявшим от Байкала зал. Провал. Во всех этих случаях не было опускания местности, вызванного неотектоническими процессами, как это описано у В. В. Ламакина [1968] и др. Процесс размыва Ярков проходил в условиях циклических колебаний уровня на фоне голоценовой трансгрессии. Быстрый техногенный подъем уровня, вызванный подпором ГЭС, резко активизировал процесс затопления Ярков, который стал началом их деградации.

Поверхность и очертания Ярков осложнены различными микроформами волнового, эолового и криогенного рельефа. На морской стороне Ярков часто возникают пляжевые фестоны даже при весьма умеренном волнении. Частота (расстояние между гребнями) их от 1 до 6 м, преимущественно 4—6 м. Поздней осенью образуются ледяные фестоны. Ледяные формы — наледи или припаи — встречаются и на других берегах [Попов, 1959]. При стоянии высоких уровней, когда реки Верх. Ангара и Кичера выносят большое количество перемытого торфа (результат размыва берегов рек, протекающих в нижнем течении по болоту), ледяные фестоны покрываются торфяным слоем, под которым, как под одеялом, долго сохраняется ледяная основа фестонов.

Иногда во время сильного продолжительного шторма формируются гигантские фестоны (по Ф. В. Шепарду [1976]), частота которых в основном от 30 до 70, иногда до 100 м. Также во время шторма в лагуне заплеска образуются уступы абразии высотой до 0,5 м, эрозионные борозды и их конусы выноса (конусы заплеска), сформированные нагонными и заплесковыми волнами. В приурезовой части развиваются разнонаправленные косы протяженностью от 12 до 60 м, формируются островные бары шириной 1/1,5 м и длиной от десятков до сотен метров. После шторма все эти формы разрушаются или заносятся песком. Бережнёе наблюдаются осушенные конусы заплеска [Шепард, 1976], сформированные при высоком уровне. Сейчас их активно переформировывает ветер.

Частота гигантских фестонов в нашем случае от 30 до 100 м, у Ф. П. Шепарда [1976] же она составляет от десятков до сотен метров. И образуются они на участке, где на подводном склоне имеются каньоны. Механизм образования фестонов опи-

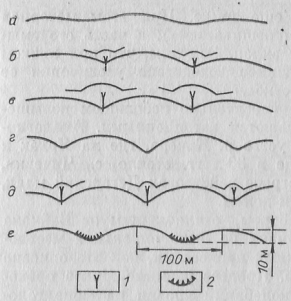


Рис. 18. Схема формирования гигантских фестонов (*а* — *д* — последовательные фазы переформирования фестонов, *е* — размеры фестонов). Пояснения см. в тексте.

1 — желоба стока; *2* — абразионные уступы на аккумулятивных формах высотой 0,5—1,0 м.

сан очень кратко [Зенкович, 1962; Шепрад, 1976] и отличается от того, который предлагаем мы. Натурные наблюдения проводились во время установившегося шторма при ритмичном заплеске, при ветре юго-западного направления (местное название Култук) скоростью до 20 м/с. Фестоны формировались в средней части Ярка, где рефрагированные на широком мелководье волны подходили к береговой линии параллельно ей.

В береговой зоне Ярков почти ежегодно весной образуется бар шириной 6—8 м при высоте ~0,3 м. Это бывший подводный вал, сформировавшийся осенью при высоком уровне, а весной при понижении уровня вышедший на поверхность. Между валом и берегом Ярков образуется заплесковая лагуна шириной 5—10 м. Вал через каждые 100—300 м прерван желобами стока заплесковых нагонных вод, что хорошо видно на аэроснимках. При выходе на поверхность желоба стока были замыты, но высота бара в этих местах на 5—10 см меньше. Во время штормового Култука в пониженных местах происходит перехлестывание волн, что приводит к перемещению гребня бара в этом месте внутрь лагуны. Бар, первоначально прямолинейный, в результате частичного перемещения и размыва становится фестонообразным. При этом количество изгибов (фестонов) почти в 2 раза больше, чем желобов стока. По-видимому, за время с момента аэросъемки до полевых наблюдений (более 2 мес) здесь произошли изменения. При дальнейшем быстром повышении уровня бар, частично размытый, примыкает к береговой линии Ярков, очертания которой становятся извилистыми (фестонообразными). Создаются условия для формирования гигантских фестонов. Схема формирования и переформирования таких фестонов представлена на рис. 18.

Прибойный поток во время поступательной фазы в изгибах береговой линии внутрь суши заплескивается на нее дальше, чем в других местах. В возвратную фазу поток увлекает за собой пляжевый материал (в данном случае песок). В результате многократного повторения этого явления происходит формирование конусов выноса — будущих гигантских фестонов. По-видимому, случайный характер изгибов береговой линии и расстояний между ними определяет частоту фестонов от 30 до 100 м. Но они следуют группами по несколько меньших, а затем больших фестонов. В нашем случае мы наблюдали гигантские фестоны, кратко описанные Ф. П. Шепардом [1976], размеры которых от десятков до сотен метров.

Описанный выше процесс формирования, вернее, переформирования, фестонов продолжается. В результате на месте мысов оказываются ложбины. Береговая линия как бы перемещается. Аналогичный процесс описан В. П. Зенковичем [1962] со ссылкой на отечественных [Егоров, 1951, 1953; Болдырев, 1961; Шадрин, 1966] и зарубежных авторов. Но механизм формирования и переформирования фестонов, по нашему мнению, несколько иной, чем полагают указанные выше авторы. По-видимому, это частный случай, отвечающий локальным условиям Байкала.

В стадии установившегося шторма в вогнутостях береговой линии появляются небольшие абразионные уступы высотой до 0,5 м. По мере затухания шторма высота уступа возрастает до 1 м, увеличивается и его длина. После шторма очертания береговой линии несколько выравниваются. Волны зыби или слабое ветровое волнение формируют узкий вдольбереговой бар. Его ширина 1—2 м, высота над уровнем воды 0,1—0,2 м. За баром образуется заплесковая лагуна шириной от 1 до 3 м. При следующем, даже не сильном волнении этот бар размывается. Аналогичное послештормовое кратковременное возникновение нагонного микробара наблюдалось в лагуне Посольский Сор. Мы наблюдали случай, когда конус выноса (заплеска) формировался водами заплесковой лагуны. Новый бар, осложненный конусами заплеска, образовался при более высоком уровне; при нагоне заплесковые воды, постоянно поступающие в лагуну заплеска во время шторма, промывают бар, сформированный при более низком уровне, и образуют желоба стока или промоины в его теле. Судя по размерам и положению конусов заплеска, они формировались не только при разных уровнях, но и при различной силе штормов, где особую роль играли волновые нагоны, которые на Северном Байкале иногда достигают 17 м [Помыткин, 1960; Галазий, 1984], а это совсем немало для песчаных берегов с малым уклоном берегового склона.

Эоловые процессы на Ярках. Эоловые процессы играют значительную роль в переформировании Ярков. Ветер активно развевает аккумулятивные формы и создает новые, наращивает Ярки и одновременно их развевает. Действие северных и южных ветров неодинаково, ветры северных румбов оказывают на Ярки большее воздействие, чем южные [Шамшева, 1967]. Поэтому и снос песка ветрами северных румбов больше, чем южных. Но этот песок в основном возвращается на Ярки волнением. А тот, что перенесен ветрами южных румбов, не возвращается, из него формируются продольные котлы выдувания или коридоры продува [Думитрашко, 1939], или желоба выдувания (по Д. А. Ти-

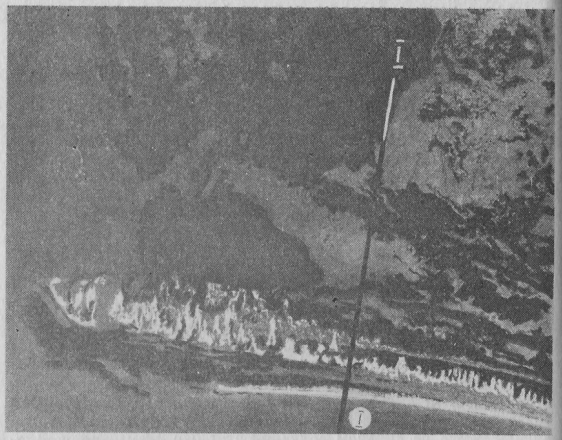


Рис. 19. Эоловые переформирования на древних эолово-прибойных береговых валах (фрагмент аэроснимка); котловины выдувания (коридоры, по Н. В. Думитрашко [1939]), образовавшиеся в местах повреждения или уничтожения растительного покрова (кедрового стланика).

мофееву [1980] и мысы-языки. Этот процесс очень медленный, удлинение котлов выдувания в результате эоловых процессов измеряется долями метра в год, в зависимости от наличия растительности. Это явление более эффективно в коридорах (трубах) между Ярками, где скорость ветра, а следовательно, и перенос песка наибольшие, а поэтому и эоловая часть увеличения мысов-конусов также наибольшая.

Бар Ярки первоначально был единой одновысотной формой, впоследствии заселенной кедровым стлаником и другой растительностью. Последнее обусловило его рост и высоту вследствие ветровой аккумуляции. Освоение территории бара людьми нарушило растительный покров, что привело к его развеванию, расчленению бара на отдельные холмы или их группы, т. е. Ярки.

Из эоловых микроформ наиболее распространены фитогенные бугры и холмики-косы разных размеров. После шторма на осушке образуются различные, подчас причудливые дефляционные микроформы.

Наибольшего распространения и развития эоловые процессы достигли на древних береговых валах, расположенных в северо-

восточной части описываемого района (рис. 19, 20). Здесь образовались глубокие продольные котловины (коридоры) выдувания. Материал выдувания в виде дюн перемещается к северо-востоку и пересыпает межваловые понижения и более низкие валы. Этот процесс в начальной стадии представлен выше при описании ярков с мысами-языками. Аналогичные эоловые формы (котлы выдувания, коридоры продува и др.) широко распространены на берегу Мягкой Карги.

Сопоставляя профили, приведенные на рис. 13 и 19, можно отметить, по нашему мнению, одновозрастные серии древних береговых валов. Высоты их различны, но и формировались они в разных условиях и особенно в послеволновой период в результате эоловых процессов. На обоих профилях выделяются криолитозона и климатический оптимум.

Криогенные процессы на Ярках. На Ярках развиты сезонные бугры пучения диаметром до 3 м. Они распространены преимущественно на Дистальных Ярках, особенно восточнее устья р. Кичера, т. е. в районах, наиболее часто подверженных подтоплению или затоплению. Иногда после стояния высоких уровней бугры пучения появляются и на других участках, чаще всего в районе Двойного Ярка. К середине июня от большинства из них остаются только следы, а несколько позже и те заносятся песком.

С лагунной стороны Ярков в этом же районе и в районе Кедровых Ярков обнаружены ложбины стока и конусы выноса, выступающие в лагуну не более чем на 3 м. Они образовались в 1971—1972 гг. после стояния высоких уровней из материала, вынесенного из толщи отложений Ярков вследствие высачивания из нее талых вод, заполнявших в то время котловины выдувания и насыщавших сами Ярки в период их подтопления. Это явление обнаружено нами впервые. Оно наблюдалось на участке Кедровых Ярков, т. е. там, где отмечается наибольшее количество и размеры котлов выдувания, окаймленных с морской стороны штормовым валом, сформированным ранее при более высоком уровне. Это именно котлы выдувания, в отличие от коридороподобных котлов, что на Березовых

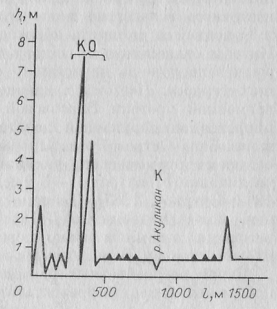


Рис. 20. Характер профиля котловины выдувания с поврежденным или уничтоженным растительным покровом (треугольники — береговые валы, затапливаемые при высоких уровнях, КО — климатический оптимум, К — криолитозона).

Ярках, в которых не может застояться вода. В этих же котлах выдувания вода скапливались при высоком уровне. Впоследствии это явление однажды повторялось, но в значительно меньших размерах. В результате этого на первоначальных конусах выноса образовались вторичные микроконусы выноса и желоба стока. Ширина первичных желобов стока 0,5—1 м, длина от 1,5 до 3 м, ширина вторичных желобов — 0,1—0,2 м, длина зависит от размеров первичного конуса выноса. Впоследствии желоба были занесены, а конусы выноса почти размыты. В последующие периоды подъема уровня аналогичные явления не повторялись. Похожие, более мелкие желоба — промоины — образуются весной потоками талых вод из глыб льда, выдвинутых к подножью ярков осенью при высоком уровне и весной оказавшихся на суше.

Под действием напора льда на пляж лагуны выпираются торфяные поля, при этом они становятся на ребро, образуя торфяные валы. Аналогичное явление отмечено и на Хубсугуле, а также на побережье Эстонии [Орвику, 1971].

История развития береговой зоны Северного Байкала

История развития современной береговой зоны Северного Байкала закономерно связана с историей развития дельты рек Кичера, Холодная и Верх. Ангара. По мере выполнения залива материалом твердого стока этих рек мелководье авандельты достигло современного положения самой древней серии береговых валов. При стабилизации положения уровня, близкого к современному, вдольбереговые потоки наносов, состоящие из материала твердого стока рек и абразии восточного и западного берегов при заворачивании в древнюю долину, меняют направление, вследствие этого падает их емкость. При этом мощность потока вдоль северо-западного берега меньше, чем вдоль северо-восточного вследствие меньшего объема твердого стока Кичеры и Холодной и дефицита абразионного питания. Поэтому течение Кичеры отклонилось к востоку меньше, чем течение Верх. Ангары к западу из-за нарастания серий береговых валов, слагающих террасу. Поэтому в древности ее устье было на месте современной протоки Власовской, где и сейчас уверенно дешифрируется многорукавная дельта, сформировавшаяся до образования бара Остров Ярки. Прорыв современного устья произошел во время ритмического увлажнения климата и значительного увеличения стока рек 1—3 тыс. лет назад [Антощенко-Оленев, 1982; Сизиков, 1987]. Течения мелких рек Ангаракан и Акуликан, ранее впадавших в Дагарскую губу, были блокированы береговыми валами и затем повернуты по межваловым понижениям в сторону Верх. Ангары и стали его притоками.

Серия веерообразных расходящихся валов северо-восточного побережья более репрезентативна в отношении исследования

истории его развития. Морфологический анализ планового положения и профиля поля валов (см. рис. 13, 19) в сопоставлении с аналогичными материалами по Мягкой Карге свидетельствуют о следующем. Серия валов (терраса) начала формироваться в доголоценовое холодное время, которое здесь продолжалось дольше, чем на Мягкой Карге, на которой уже в эпоху сартанского похолодания была распространена только прерывистая многолетняя мерзлота, а в голоцене и она деградировала. Если в низовье Верх. Ангары в районе формирования террасы в сартанское оледенение была распространена сплошная многолетняя мерзлота, то в голоцене она еще оставалась на бортах долины [Лахтина, Суходольская, 1981], что способствовало аридизации местного климата. Последнее обусловило резкий характер активизации абразионно-аккумулятивных процессов в периоды потеплений, что отражено на профиле (см. рис. 19), где самый удаленный от берега вал — доголоценовый, а серии валов климатического оптимума резко выделяются. Сам оптимум также состоит из двух интерстадиалов (по Е. В. Максимову [1972]). Приурезовый вал (серия валов) сформировался 1—3 тыс. лет назад, во время стояния высоких уровней вследствие ритмического увлажнения климата и увеличения стока рек. Вал выклинивается при подходе к устью Верх. Ангары. Струя речной воды задерживает поток наносов, материал которого аккумулируется перед устьем, образуя широкое мелководье.

Голоценовая трансгрессия и ритмичность в формировании террасы на участке криолитозоны не выявляются. Это, по нашему мнению, вызвано тем, что в холодных климатических условиях абразионно-аккумулятивные процессы были малоактивными, в результате чего формировались серии низких валов, которые в голоцене были затоплены. На аэроснимках они дешифрируются по полосам растительности на гребнях валов и затопленным межваловым понижениям (см. рис. 19).

Бар Остров Ярки сформировался во время климатического оптимума. В одно из ритмических понижений уровня подводный вал вышел на поверхность и развивался как бар, смещаясь в сторону лагуны по мере очередного ритмического подъема уровня. В настоящее время он покоится на лагунных отложениях, которые обнаружены на глубине 6,5—20 м в результате бурения на Ярках *.

С понижением уровня положение бара стабилизировалось. На его поверхности образовался почвенный слой, в основном из гумусированного песка. Дальнейший рост в высоту продолжался в результате эолового процесса.

В это же время, когда акватория лагуны была достаточно просторной для волновых процессов, с лагунной стороны форми-

* Бурение (скв. 125) выполнено Кичерской гидрогеологической партией БТГУ 07.04.78 г.

руется встречный вал по схеме В. П. Зенковича [1957]. Образуется двойной бар. Оба бара первоначально перемещаются навстречу друг другу. Об этом свидетельствуют уклоны подводных склонов в межбаровом понижении. Они равны углу естественного откоса на обоих склонах лагуны, что свидетельствует о том, что процесс перемещения баров недавно стабилизировался. С байкальской стороны это происходит еще до сих пор, но в результате эолового процесса. Очевидно, что мысы-языки (см. рис. 18) в своем развитии (эоловом) будут пересыпать межбаровую лагуну, как это случилось на участке восточнее устья Верх. Ангары, где в местах, свободных от растительности, развиваются котловины выдувания (коридоры выдувания, по Н. В. Думитрашко [1939]), вытянутые в направлении ветрового воздействия значительно больше, чем мысы-языки на Кедровых Ярках. Во многих местах они перекрыли (пересыпали) межваловые понижения (лагуны при высоком уровне). Некоторые протоки и озера на этом участке образовались на местах межваловых понижений, одним из которых сейчас является лагуна на участке двойного бара Ярков.

По расчетам С. А. Гурулева [1959], время формирования дельты (выполнения бухты) составляет около 0,5 млн лет. По нашему мнению (а мы принимали во внимание данные непрерывного сейсмопрофилирования, в результате чего обнаружен подводный хребет (выход коренных пород) в непосредственной близости от исследуемого района на глубине немногим более 200 м), выполнение бухты, а следовательно, и генезис форм береговой зоны в этом районе могли произойти значительно раньше. Процесс был унаследованным.

О том, что уровень Байкала находился на указанном уровне, свидетельствуют материалы работ Н. П. Ладохина [1954] и А. Г. Золотарева [1958]. Есть многочисленные данные и о том, что он был выше. Но нас особенно интересует уровень, близкий к тому, при котором на Ярках образовался гумусированный слой, ибо мы предположили, что выше него Ярки наращивались в высоту в основном за счет эоловых процессов. В этом отношении представляют интерес обнаруженные нами пляжевые отложения на вскрытом в ходе строительства БАМа участке на уровне, одинаковом с тем, что и гумусированный слой на Ярках. Это, по нашему мнению, позволяет предполагать, что стояние уровня на этой отметке было длительным. Последнее подтверждается исследованиями А. А. Кульчицкого и соавторов [1971, 1973], по данным которых длительное стояние уровня на отметке, соответствующей положению гумусированного слоя на Ярках и пляжевых отложений на участке БАМа, близкой к отметке, при которой вырабатывались ниши, происходило 2—6 тыс. лет назад вследствие новейших неотектонических движений. По нашему мнению, это было вызвано повышением уровня из-за увеличения стока рек, обусловленного ритмическими изменениями (увлажнениями) климата.

В настоящее время бар Остров Ярки находится в стадии отмирания по причине резкого подъема уровня подпором плотины ГЭС. В этих условиях бар не успевает приспособиться к новому уровню, т. е. переместиться вверх по склону и в сторону лагуны, и разрушается.

ДРУГИЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Подводные валы. Распространены в прибойной зоне отмелых песчаных берегов. Ближний к берегу вал наиболее динамичен и имеет тенденцию к перемещению в сторону берега. Подводные валы служат трассами транзита материала вдольберегового потока наносов. Количество валов в прибрежной зоне свидетельствует об относительной мощности потока наносов.

На Байкале по восточному берегу подводные валы распространены в прибрежных зонах песчаных или песчано-галечных берегов. Это береговая зона Селенгинского прибрежья от устья р. Мантуриха до м. Сухинского, береговая зона между мысами Тонкий и Безымянный, благодаря твердому стоку рек Кика и Турка, а также абразии песчаных берегов в районах поселков Гремячинский и Горячинск, в Баргузинском и Чивыркуйском заливах и наконец в береговой зоне нижнеангарских Ярков. Короткие, эпизодически возникающие подводные валы отмечены севернее или южнее некоторых устьев рек по северо-восточному прибрежью.

Подводные косы. На Байкале обнаружена только одна подводная коса протяженностью более 4 км, простирающаяся от м. Каракасун почти до м. Крутогубского в Чивыркуйском заливе. Она оказалась подводной, по нашему мнению, вследствие опускания суши.

Надводно-подводные косы-стрелки отходят от берега под тупым углом или расположены перпендикулярно к нему. Они образованы разрывными течениями. Такие образования наблюдаются в зал. Провал и в бух. Богучанская. В первом случае они песчаные, во втором сложены галечно-валунным материалом. Возможность таких образований отмечал В. П. Зенкович [1962] со ссылкой на Ф. П. Шепарда и Е. А. Попова.

Другие подводные аккумулятивные формы рельефа. Подводные дюны распространены в береговой зоне между Култуком и м. Шаманский. Наибольшего развития эти формы здесь достигли во время стояния высоких уровней 1971—1972 гг. Когда пересыпь, отчленяющая лагуну и болота, возникшие вследствие подпора стока рек Култучная и Талая, была размыта, материал размыва поступил в район образования подводных дюн в результате поперечного перемещения материала размыва. Аналогичные, но более мелкие формы, образуются и в мелководной зоне нижнеангарских Ярков.

Микроформы донного рельефа возникают в мелководной зоне Байкала при сложном взаимодействии гидродинамических факторов. Это в основном разнообразные знаки ряби (рифели). Размеры и рисунок их меняются от места к месту и после каждого шторма. Описанные формы особенно широко распространены в береговой зоне Селенгинского побережья за линией береговых валов. Но они есть и в других местах на мелководных участках, по-местному на лопатках. Изучены они очень слабо, хотя представляют большой интерес для выяснения условий образования осадочных пород и поисков полезных ископаемых, а также для исследования процессов перемещения наносов придонными течениями [Буданов, Медведев, 1961], тем более что появляется возможность решить задачу об определении параметров придонного потока наносов по параметрам созданных им рифелей [Лонгинов, 1973].

Беспорядочный, по В. П. Зенковичу [1962], рельеф песчаных мелководий зафиксирован по аэрофотоснимкам только в зоне авандельты Селенги. Генезис этих форм не изучен, но сведения об этом процессе очень важны для понимания гидродинамических условий в мелководной зоне озера.

ОБ ОТРАЖЕНИИ НЕОТЕКТОНИКИ В МОРФОЛОГИИ И ДИНАМИКЕ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ

Знание закономерностей динамики аккумулятивных берегов позволяет во многих случаях не только составить морфологические схемы истории развития отдельных форм или даже побережий значительной протяженности, но и определить причину вертикальных смещений береговой линии относительно уровня озера, т. е. отделить неотектонические причины от эвстатических или других причин колебаний уровня. Мы предприняли попытку такого определения на примере истории развития некоторых типов берегов Чивыркуйского залива и пр. Малое Море.

Очертания берегов Чивыркуйского залива в голоцене формируются в условиях их сложных вертикальных смещений, т. е. изменения уровня воды Байкала по отношению к некоторым участкам береговой линии. Это положение касается в основном восточного берега залива. Вопрос о знаке вертикальных смещений берегов Байкала далеко не нов, но по-прежнему дискуссионен.

Несмотря на разногласия, есть определенные участки берега, по поводу которых мнения исследователей не расходятся, существуют достаточно достоверные признаки изменения уровня в одном направлении. В одних случаях это объясняется опусканием или поднятием суши [Флоренсов, 1964; Думитрашко, 1952; Ламакин, 1968; Кульчицкий и др., 1973], в других — изменением положения уровня, зависящим от эвстатических или

вековых (многовековых) его колебаний [Галазий, 1967; Афанасьев, 1967; Ладохин, Гречищев, 1961; Пинегин, 1989].

Один из способов выявления знака вертикальных тектонических движений берегов — метод анализа деформаций древних береговых аккумулятивных форм, привязанных к уровню водоема, соответствующему времени их образования [Никифоров, 1975]. На Байкале рассмотрим два известных района, где о знаке вертикальных смещений уровня мнение всех исследователей однозначно. Так, сопоставляя материалы аэрофотосъемок аккумулятивных образований в пр. Малое Море и зал. Чивыркуйский, можно сказать, что маломорские формы образуются более или менее однотипно при очень медленном повышении уровня и опускании суши по всему западному берегу (здесь они особенно характерны); на это указывают очертания и профили генераций береговых валов, слагающих их. Аналогичные исследования в Чивыркуйском заливе, где берега также опускающиеся, подобное заключение относится только к западной части берегов. Что касается восточных берегов, то они формируются в условиях резких вертикальных тектонических подвижек, что отмечалось и ранее [Верещагин, 1918].

Так, подводная коса длиной более 4 км, которая примыкает корневой частью к м. Каракасун, более чем за 20 лет не изменила своих очертаний. За это же время очертания и размеры надводной Посольской косы изменились значительно. Следовательно, упомянутая коса оказалась подводной на глубине вне волновых воздействий мгновенно. Иначе она не могла бы сохранить своих очертаний, ибо при медленном эвстатическом или многовековом колебании уровня она была бы размыта, так как тело ее находится, хотя бы короткое время, на глубине, соизмеримой с высотами волн, когда воздействие волноприбойного потока на дно (тело косы) максимально и ранее сформированные очертания, присущие косе, размываются, например бары, отчленяющие зал. Провал, которые резко изменили не только очертания, но и плановое положение, будучи подводными, на глубине активных волновых воздействий всего лишь в течение нескольких месяцев (мгновение — в геологическом масштабе времени). В зал. Чивыркуйский отмечены и другие факты, подтверждающие изложенное выше.

Изменение положения уровня, в частности его повышение, приводит к резкой активизации абразионно-аккумулятивного процесса и формированию вдольбереговых потоков повышенной мощности. В Чивыркуйском заливе в результате этого заполнились вершины бухт Крохалиной, Круглой и других, а между возвышенностями в районе мысов Крохалинго и другого, расположенного в 1,5 км восточнее его, этими потоками были образованы береговые валы, соединившие возвышенности между собой. Впоследствии межваловое понижение и обмелевшие вершины заливов были заболочены. Таким образом, очертания береговой линии в этом районе значительно изменилось.

На юго-восточных бергах залива в результате повышения уровня, а следовательно, активизации абразионно-аккумулятивного процесса формируются косы, но это происходит в течение короткого времени, затем в связи с резким понижением уровня этот процесс прекращается и косы оказываются на суше вне волновых воздействий. Впоследствии, уже при низком уровне, образование кос и пересыпей возобновляется, но в меньших масштабах, и между старым берегом с косами на суше и новым берегом очленяются лагуны, аналогичные межваловым понижениям; часть из них заболочена.

Западные берега залива формировались на фоне эвстатического подъема уровня, осложненного внутри- и многовековыми его колебаниями, обусловленными циклическим характером гидрометеорологического режима. В результате изменений положения уровня чередовались периоды активизации и затухания абразионно-аккумулятивного процесса, что следует из анализа высотных профилей и плановых очертаний древних и современных аккумулятивных форм на мысах Фертик, Онгоконском и других участках побережья залива.

По нашему мнению, детальные исследования морфологии и динамики аккумулятивных форм береговой зоны Байкала и факторов, их обусловливающих, особенно вдольберегового потока наносов, могли бы внести существенный вклад в познание темпа и направленности современных тектонических вертикальных подвижек в процессе формирования его берегов, что особенно важно для прогнозирования указанных процессов в условиях их предполагающегося хозяйственного освоения.

О БЕРЕГООХРАННЫХ МЕРОПРИЯТИЯХ

О природоохранных мероприятиях на Байкале написано много, при этом основное внимание, как правило, уделялось загрязнению озера. Мы коснемся только тех неблагоприятных последствий, которые возникли в связи с подъемом уровня из-за подпора ГЭС и о которых ранее не подозревали или просто не учитывали их. Между тем эти причины, как показывают результаты исследования, могут привести к катастрофическим последствиям, ибо «...наступил новый, антропогеновый этап в эволюции Земли. Человек по масштабу свой деятельности стал приравниваться к самым могучим деятелям природы и активным факторам геологических процессов» [Котлов, 1978, с. 9].

Но, к сожалению, разумный подход к делу не всегда торжествует. Разрушен м. Отто-Хушун, техногенным воздействиям подвергаются м. Котельниковский, коса Заворотная и др. Отмирают крупнейшие аккумулятивные формы: о-ва Сахалин и Чаячий, отчленявшие зал. Провал, бар Остров Ярки, отделяющий Ангарский сор. Эти формы играют большую роль в рыбном хозяйстве, велико их рекреационное значение [Ладейщиков, 1971, 1974]. Если о-ва Чаячий и Сахалин уже отмерли и стали подводными формами, то бар Остров Ярки находится в стадии активного отмирания.

Относительно берегозащитных мероприятий Острова Ярки сделать какие-либо рекомендации трудно. Нужны дополнительные исследования, чтобы установить, есть ли основания для того, чтобы непосредственно на протяжении Ярков применять методы инженерной морфодинамики [Сокольников, 1976], а значит, необходимы инженерные расчеты, базирующиеся на этих исследованиях.

С нашей точки зрения, здесь должны быть осуществлены более серьезные природоохранные мероприятия, кроме тех, о которых упомянуто выше, ибо мы касались только динамики береговой зоны этого района. Но если случится (а этого надо ожидать), что Ярки превратятся в цепочку островов, то практически исчезнет лагуна Ангарский сор, нарушится экологический режим этого региона. Примеров пренебрежительного отношения к природе более чем достаточно [Котлов, 1978; и др.].

На Байкале это выразилось в том, что некоторые порты и причалы были занесены материалом вдольберегового потока наносов [Пинегин и др., 1976]. С другой стороны, берегоукрепительные сооружения на юго-восточном берегу Байкала (вдоль железной дороги) разрушаются из-за того, что при проектировании не были учтены гидролитодинамические условия [Кулиш, 1966], и сооружения приходится неоднократно ремонтировать или строить новые.

Опыт эксплуатации юго-восточного и юго-западного участков Кругобайкальской железной дороги должен служить примером при эксплуатации прижимного участка БАМа (м. Курла — Нижнеангарск). Здесь мы имеем в виду только отрицательные стороны использования природных условий и ресурсов берега Байкала. К сожалению, положительных примеров их рационального использования представить мы не можем. Впрочем, это касается и других крупных водоемов.

Мы считаем необходимым привести высказывания исследователей морских берегов относительно этого вопроса. В. И. Лымарев [1982, с. 20] отмечает, что «... сохранение пляжевой полосы, представляющей собой важнейший элемент защиты берега как в его природном состоянии, так и при осуществлении берегоукреплений, определяет основное содержание мероприятий по инженерной защите берегов». Аналогичные выводы сделал Ю. Н. Сокольников [1976], обобщивший накопленные ранее материалы на базе своих исследований морских берегов, которые убедительно свидетельствуют о необходимости защиты пляжей.

Разрушение берегозащитных сооружений на Байкале произошло именно потому, что не была учтена берегозащитная роль пляжа. Получилось, что инженерные берегозащитные мероприятия способствовали уничтожению пляжей в районах бе-

регозащитных сооружений, что, в свою очередь, привело к разрушению самих сооружений. Более того, это резко активизировало размыв прилегающих к сооружениям участков берега и дна.

Поскольку защита берегов Байкала от размыва представляет собой часть природоохранных мероприятий, то возведение берегозащитных сооружений не должно нарушать естественный процесс развития природных явлений в прибрежной и побережной зонах озера [Гречищев, 1980]. При необходимости следует прибегать к восстановлению естественных пляжей как необходимых природоохранных объектов. Эти мероприятия упрощаются на участке строительства БАМ, где в настоящее время существует достаточное количество рыхлообломочного материала.

Немаловажное значение имеет охрана памятников природы Байкала, который «...по справедливости можно назвать сокровищницей природных памятников всех видов и категорий», как сказал о нем Н. П. Ладейщиков в статье «Кому дорог Байкал»*.

В. П. Брянский [1983] описал и указал местоположения целого ряда природных памятников Байкала: геологических, геоморфологических, гидрологических и др. По нашему мнению, в группу гео- и гидрогеологических следовало бы включить засечки Черского, хотя они и не созданы природой. Но они совершенно уникальны, и к тому же в свое время позволили получить данные о неотектонических вертикальных смещениях берегов Байкала [Афанасьев, 1967; Ламакин, 1968]. Сейчас часть засечек уже утеряна. А Среднекедровская засечка была уничтожена при строительстве временной дороги. Такая же участь может постигнуть и другие памятники.

К геоморфологическим памятникам следовало бы причислить Южную Посольскую, Заворотную и Среднекедровскую косы, а также бар Остров Ярки. Названные косы представляют собой уникальные полигоны исследований истории развития не только самих этих форм, но и прилегающих к ним берегов. На Ярках обнаружены следы культур каменного, бронзового и железного веков. Эти сведения также очень важны для изучения истории развития, а следовательно, и прогноза переформирования Ярков. Посольский сор, отчлененный от Байкала косой,— морфологический аналог зал. Провал. Он врезан в кударинскую террасу, датированную культурой позднего неолита [Солоненко, Тресков, 1960].

Итак, как отмечал В. Г. Ульст [1960, с. 202], «...исторический подход к изучению современных береговых процессов позволяет с большей достоверностью прогнозировать дальнейшие изменения конкретных участков берега, подлежащих практическому использованию, и дает богатый материал для некоторых

* **Н. П. Ладейщиков.** Кому дорог Байкал // Восточно-Сибирская правда.—1985.—№ 39.

геологических дисциплин, для решения ряда конкретных вопросов о берегах».

Все изложенное выше относится и к Хубсугулу, но его берега пока не освоены так, как берега Байкала, и только в 1971—1972 гг. при стоянии высокого уровня возникла опасность для пос. Турту, но она была временно ликвидирована с помощью инженерных средств, примененных в районе порога стока р. Эгин-Гол. Ничего подобного на Байкале не было, но ведь и там регулировать уровень можно было бы при помощи ГЭС.

Напомним, что в береговой зоне взаимодействуют гидро-, лито-, атмо- и биосферы, а также теперь и техно- или неосфера — сфера разума [Леонтьев и др., 1975; Котлов, 1978], а поэтому охрана береговой зоны — это охрана всех поверхностных оболочек Земли!

Глава 3

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ХУБСУГУЛА

Оз. Хубсугул принадлежит к байкальскому типу водоемов и, следовательно, в генетическом и морфологическом отношениях имеет много общего с Байкалом, что обусловлено новейшей сбросовой тектоникой. У озер схожие удлиненные очертания, они асимметричны, северо-западные и западные борта более крутые и высокие. Обе впадины имеют мульдообразные днища. Общие особенности морфологии, структуры и механизма образования впадин позволяют предположить, что у них аналогичная история формирования и развития.

Для водоемов байкальского типа характерно наличие резких изломов береговой линии, очертание которой контролируют тектонические структуры. Ее элементы иногда замаскированы новейшими формами в виде дельт, конусов выноса, предгорных шлейфов и т. д. [Флоренсов, 1968].

Берега Байкала и Хубсугула формировались в очень сложных неотектонических условиях, что особенно четко следует из анализа плановых очертаний и вертикальных профилей над- и подводных аккумулятивных форм в Чивыркуйском заливе на Байкале и в районе южной оконечности п-ова Долоон-Ула на Хубсугуле, а также из материалов исследований озерных террас, древних береговых линий и др. [Золотарев, Кулаков, 1976; Рогозин, 1977, 1978а].

Западные и северо-западные борта обеих впадин представляют собой сбросовые уступы, и потому береговые линии здесь прямолинейны и осложнены в основном лишь низкими аккумулятивными мысами двустороннего питания, образовавшимися

вследствие аккумуляции материала противоположно направленных вдольбереговых потоков наносов у первоначальных выступов — конусов выноса. Подводные склоны, как и склоны побережья, имеют здесь значительную крутизну. Восточные или юго-восточные надводные и подводные склоны — значительно меньшей крутизны. Последние осложнены подводными долинами или каньонами. Береговые линии расчленены глубоко вдающимися в сушу заливами.

Таким образом, современный облик впадин и берегов Хубсугула и Байкала формировался в течение длительного времени. Морфология и динамика их неразрывно связаны с историей развития других впадин байкальского рифтового пояса. Главным берегоформирующим фактором в настоящее время являются гидродинамические процессы, интенсивность которых зависит в основном от циклических колебаний гидрометеорологического режима, очертаний береговой линии, морфологии подводного склона и литодинамических условий береговой зоны. Существенное влияние на формирование берегов оказывают экзогенные процессы: оползни, осыпи, сплывы, солифлюкция, промерзания грунтов, селевые явления. Сели в формировании берегов Хубсугула играют значительно большую роль, чем на Байкале, и в отношении изменений в очертаниях береговой линии, и как источники материала, поступающего во вдольбереговой поток наносов. Особенно важное влияние на Хубсугуле сели оказывают на уровенный режим озера. Известно, что на Байкале уровенный режим подчинен сезонным и многолетним колебаниям. Основное берегоформирующее значение здесь имеют многолетние колебания уровня, обусловленные цикличностью гидрометеорологических процессов, которые, в свою очередь, зависят от солнечной активности и атмосферной циркуляции. Для Байкала определены внутривековые, вековые и многовековые циклы колебаний уровня [Афанасьев, 1967], происходящие на фоне более длительных ритмов изменений климата [Шнитников, 1957], а в зависимости от этого, особенно от изменений климата, определяются и изменения природных явлений и процессов.

Аналогичная цикличность колебаний уровня и других природных процессов, обусловленных колебаниями солнечной активности, имела и имеет место и на Хубсугуле. В истории Хубсугульской впадины отмечаются следы двух древних оледенений и два небольших центра современного оледенения, но вместе с тем существует мнение, что, возможно, это следы двух стадий одного оледенения [Золотарев, Кулаков, 1976].

Формирование береговой зоны Хубсугула (I терраса) так же, как и на Байкале, происходило в голоцене. Ранний голоцен охватывает интервал времени от $10\,300 \pm 100$ до 4500 ± 100 лет назад. За это время было три периода потепления, последний из них оптимальный [Кинд, 1974] и является климатическим оптимумом. Три периода увлажнения климата (2,7—3,3; 6,4—7,3; 10,5—11,3 тыс. лет назад) выделяет И. В. Антощенко-Оленев [1982]. Г. Ф. Гравис и А. М. Лисун [1974] отмечают две фазы изменения влажности в голоцене. У многих авторов [Девяткин, 1981; Базаров, 1986; и др.] встречаются свидетельства о синхронности проявления основных климатических ритмов — похолодания и потепления, охватывающих пространства Сибири и Северной Монголии, и что в отличие от других регионов здесь увлажнения климата приходятся на периоды потеплений. Но по другим источникам [Девяткин, 1989; Хотинский, 1989] увлажнения могут приходиться и на периоды похолоданий. Для динамики берегов важны, как уже было сказано, ритмические повышения уровня, вызванные увлажнениями, независимо от того, в теплое или холодное время это происходило.

Основываясь на указанных выше материалах, данных дешифрования аэроснимков и натурных исследований, можно представить историю развития рельефа истока р. Эгин-Гол и прилегающей территории, а следовательно, и особенности колебания уровня самого озера в следующем виде.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИСТОКА р. ЭГИН-ГОЛ

В доголоценовое время исток р. Эгин-Гол выглядел примерно так, как изображено на рис. 21. В период первого таяния ледников формируется аллювиально-пролювиальный конус выноса I, заставивший сместиться русло реки к востоку и образовать резкий изгиб его. Далее, в более многоводный период голоценового оптимума формируется конус выноса II, выработавший в теле конуса выноса первый абразионный уступ, который про-

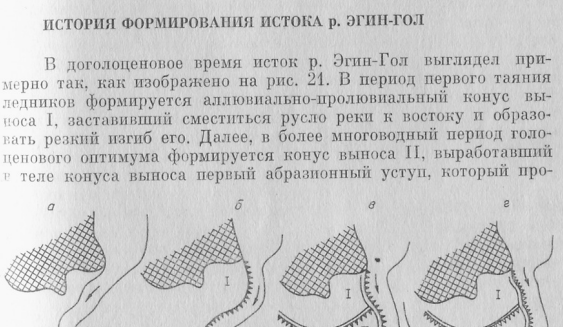


Рис. 21. Схема формирования района порога стока р. Эгин-Гол (*а — г* — этапы формирования).

1 — низкие горы с эрозионным расчленением; *2* — русло (исток) р. Эгин-Гол; *3* — горный массив, сложенный практически неразмываемыми породами; *4—6* — клифы в четвертичных толщах (*4* — активный, *5* — отмерший, но активный при высоком уровне, *6* — отмерший); *7* — дельта русла Улган-Сайр; *8* — гора-останец, сложенная скальными породами.

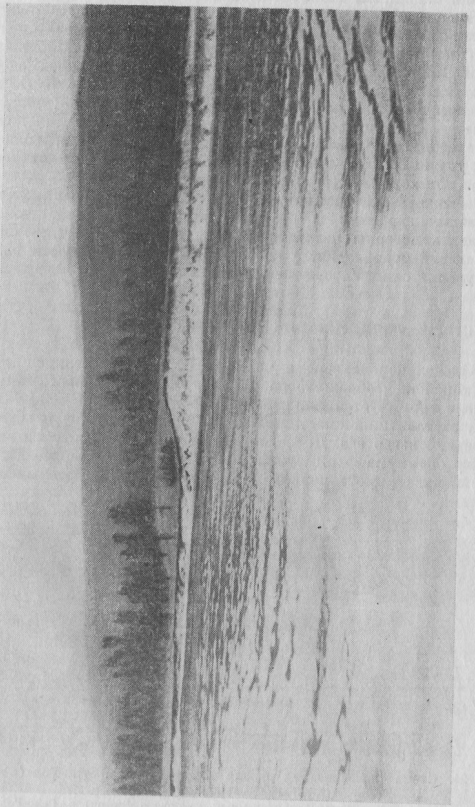
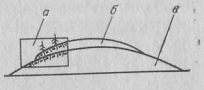


Рис. 22. Абразионный уступ с древним гумусированным слоем в толще конуса выноса (аллювиально-пролювиального).

Рис. 23. Схема реконструкции (поперечного профиля) мыса-конуса выноса. На врезке — участок, изображенный на рис. 22. Пояснения см. в тексте.



стирается от уреза воды до высоты 50—60 м над ним, т. е. до долины р. Улгэн-Сайр. Но в образовании конуса выноса I, по-видимому, участвовал материал, вынесенный и из других долин, хотя и небольших, но накопивших в свое время значительное количество рыхлообломочного материала.

Увеличение мощности конусов выноса, обусловленное двукратным наиболее сильным проявлением аллювиально-пролювиального процесса в периоды таяния ледников двух оледенений или двух стадий одного оледенения, можно, по нашему мнению, определить по текстурным особенностям обнажений абразионных уступов на берегах озера. Обнажения в конусах выноса, сложенных отложениями рек Хасийн-Сайр и Онголок-Гол, представлены на рис. 22, где четко дешифрируются два гумусированных слоя: современный и более древний, в котором также можно обнаружить растительные остатки, т. е. когда-то он был на поверхности, покрытой растительностью. В результате последующего периода активизации аллювиально-пролювиального процесса и под воздействием волновой абразии обнажение уступа приняло вид, показанный на рис. 22. На врезке (рис. 23) схематично изображены положение и реконструкция состояния конуса выноса (в разрезе) на периоды наиболее активных отложений аллювиально-пролювиальных выносов. Немалую роль, а возможно, и наибольшую в этом процессе, по нашему мнению, играли селевые явления.

Выдвижение последнего конуса выноса способствовало отступанию на юг и более резкому, почти под прямым углом, изгибу русла реки. Такой изгиб получился потому, что южнее расположен горный массив, сложенный практически неразмываемыми породами и не позволяющий руслу реки плавно отступать на восток и юг, в отличие от небольшого останца III, который обусловил только незначительный изгиб русла р. Эгин-Гол. Далее уже в периоды таяния небольших современных ледников в теле аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса вырабатывается современное русло р. Улгэн-Сайр, упирающееся в неразмываемый горный массив.

В этих условиях в периоды обильного выпадания атмосферных осадков селевые выносы упираются в скальный массив и прекращают или сводят к минимуму на определенный период сток из озера, вследствие чего в короткое время резко повышается порог стока, а следовательно, и уровень воды в озере, что способствует активизации абразионных процессов на его берегах. Аналогичные явления были и раньше, но тогда на берегах не было оседлого населения и тем более построек, поэтому

разрушительные последствия подъемов уровней не были отмечены. Резкий подъем уровня, вызванный подпором селевых выносов из р. Улгэн-Сайр — трансгрессией Хубсугульского типа, кроме 1971—1972 гг. наблюдался в 1986 г. [Черкасов и др., 1972].

Отметим, что колебания уровня в районе порога стока распространяются на все озеро и связаны с изменением его водного баланса, а не с современными движениями земной коры [Верещагин, 1937].

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА ХУБСУГУЛЕ

Регистрация элементов ветровых волн на оз. Хубсугул проводилась с помощью одиночного электроволнографа, который был установлен вблизи порта Турту. Подробное описание волнографов, их конструкция и методика использования содержатся в отечественной и зарубежной литературе [Крылов, 1966; Селюк, 1961; Глуховский, 1966; и др.].

Мы применяли электроволнограф, принцип действия которого основан на использовании электропроводности воды [Куклин, 1961, 1966; Якимов, 1964]. Датчик волнографа укреплялся на волномерной мачте. Конструкция волномерной мачты может быть самой разнообразной. Около внешнего края прибрежной отмели, на глубине 3,5 м забивалась в дно труба диаметром 60 мм. Затем эта труба наращивалась до высоты 2 м от горизонта воды. Датчик электроволнографа соединялся с регистрирующим прибором гибким морским кабелем длиной 200 м.

Первые записи волн с помощью установленного электроволнографа сделаны нами 29 июля 1978 г. Включения волнографа проводились сеансами по 6—8 мин. Длительность сеансов выбиралась с таким расчетом, чтобы на волнограмме было зарегистрировано не менее 100 волн. Так, 29 июня при шторме северо-западного направления, умеренном по силе, зарегистрированы волны со средней высотой 0,9 м, что соответствует высоте волн 1,8 м обеспеченностью 5 % на глубокой воде.

Одновременно с сеансами записи волн проводились измерения скорости ветра с помощью походного анемометра. Скорости ветра, осредненные за 5 мин, не превышали 8 м/с. Рассчитанные по этим скоростям высоты волн имеют величину не более 2 м. Это показывает хорошую сходимость рассчитываемых данных с натурными, хотя количество сеансов записей волн и измерения ветра весьма ограничено и проведены они нами в сравнительно спокойный период.

Кроме того, во время штормов измерялись средние периоды волн с помощью секундомера на участке, расположенном в 5 км южнее р. Ханх. Остальные параметры волн вычислялись по формулам и таблицам. После определения средних высот по

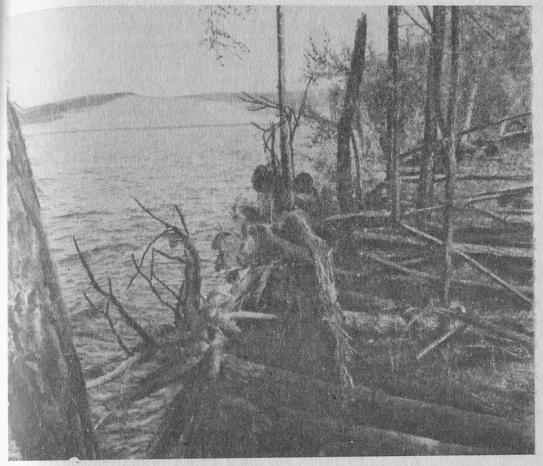


Рис. 24. Катастрофический завал деревьев во время шторма, обусловленный активизацией размыва берега в период подъема уровня.

таблицам функций распределения высот и периодов находились высоты волн и периоды 1%-ной обеспеченности.

Сопоставления рассчитанных высот волн и измеренных с помощью волнографа для северо-восточного направления показали, что расхождения не превышают 7 % [Якимов и др., 1979].

На Хубсугуле, так же как и на Байкале, в локальных районах озера могут возникать штормовые условия, аналогичные Сарме на Байкале. Мы наблюдали такую ситуацию на входе в залив у м. Хетчер в юго-западной части Хубсугула в августе 1976 г. Скорость ветра превышала 30 м/с, а волны, при разгоне в пределах 2 км, достигали по высоте 1,5 м. За короткий период начала штормового сезона была размыта шириной до 2 м полоса берега, заросшего крупными деревьями (рис. 24). Таким образом, оз. Хубсугул, обладающее относительно небольшой площадью акватории, характеризуется достаточно активной штормовой деятельностью.

ТИПЫ БЕРЕГОВ ХУБСУГУЛА

Классификация и картирование берегов оз. Байкал впервые были выполнены при составлении карты «Геоморфология и динамика берегов», помещенной в атласе Иркутской области

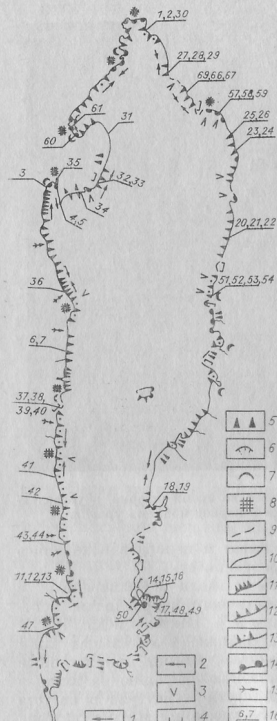


Рис 25. Схема морфологии и динамики берегов оз. Хубсугул (предварительная).

1, 2 — абразионное (*1*) и транзитное, абразионно-аллювиальное (*2*) питание; *3* — подводные долины — возможные места стока наносов из береговой зоны (величина знаков *1* и *2* соответствует относительной мощности потоков наносов); *4—8* — физико-геологические явления: *4* — возможные скальные обвалы, *5* — осыпи, *6* — оползни, *7* — эоловые формы, *8* — болота и торфяники; *9—14* — типы берегов: *9* — структурно-абразионные, *10* — денудационно-абразионные, *11* — абразионные, *12* — абразионные высокие, *13* — абразионно-аккумулятивные, *14* — аккумулятивные; *15* — селевые проявления; *16* — положение и номера профилей многократных инструментальных наблюдений за абразионно-аккумулятивным процессом, обозначенных на местности.

(1962 г.), и карты «Морфология и динамика берегов Байкала» [Пинегин и др., 1976]. В основу выделения типов берегов на этих картах положена генетическая классификация, разработанная О. К. Леонтьевым [1961, 1963].

При выделении типов берегов Хубсугула тоже была принята в основном классификация О. К. Леонтьева [1963], в которой главным берегоформирующим фактором считаются волновые процессы, воздействующие на берега и во многом обусловленные уровенным режимом водоема. В соответствии с принятой классификацией, которая достаточно полно охватывает все разновидности берегов Хубсугула, выделены типы берегов: структурно- и денудационно-абразионные, абразионные низкие и высокие, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные (рис. 25).

Активизация размыва берегов при повышении уровня

Исследования динамики берегов оз. Хубсугул начались несколько лет назад по инициативе профессора А. Дашдоржа. Необходимость этого определена значительным размывом берегов

в 1971—1972 гг., которая была вызвана повышением уровня вследствие подпора стока р. Эгин-Гол, что особенно было заметно в пос. Турту и на участке дороги Турту — Хатгал на 20—23-м км, т. е. в районах расположения объектов хозяйственной деятельности, когда размыв берегов угрожал существованию этих объектов, иначе это явление могло бы остаться незамеченным.

При быстром повышении уровня, а именно так оно и происходит на Хубсугуле при подпоре р. Эгин-Гол, в береговой зоне резко увеличиваются глубины, линия разрушения волн смещается в сторону суши, нарушается динамическая устойчивость профиля береговой отмели, исчезают природные берегозащитные свойства пляжа, создаются условия, когда волны без значительных потерь энергии достигают подножья клифа, что резко активизирует процесс абразии; бровка берегового уступа отступает.

Так, в период стояния высоких уровней, вызванных подпором стока, селевый конус выноса р. Улген-Сайр перекрыл русло р. Эгин-Гол в 1971 г. Береговая линия озера вследствие абразии только за период с 1976 по 1977 г. отступила до 3,5 м, а по геоморфологическим признакам с момента подъема уровня береговая линия по тем же причинам — до 14 м (табл. 5; положение профилей показано на рис. 25). На пологих берегах это выразилось в смещении берегового вала — пляжа полного профиля в глубь суши.

На берегах, где высота абразионного уступа не превышала 1 м, абразия сопровождалась активным заплеском пляжевого материала (в основном галечного) на бровку уступа, где сформировался береговой вал, оставшийся вне волновых воздействий после понижения уровня (рис. 26).

В районе пос. Турту береговой вал также передвинулся в сторону суши, т. е. поселка. Во время шторма и нагона воды лагуны подступают непосредственно к жилым и хозяйственным постройкам. А волны, возникающие во время движения автотранспорта по лагуне с большой скоростью, активно размывают берег в непосредственной близости от построек. Более того, движение автотранспорта по береговому валу, созданному последним штормовым волнением, приводит к тому, что его высота понижается, тем самым значительно уменьшается самозащитная функция берега. При следующем шторме вновь создаются условия, при которых волны свободно перехлестываются через вал и перемещают его еще далее в сторону поселка (рис. 27).

По-видимому, следует ограничить скорость движения автотранспорта по лагуне, а движение по береговому валу вообще запретить. Это замедлит процесс отступания суши в этом районе, ибо береговой вал как пляж полного профиля является природным берегозащитным образованием и, по нашему мнению, подлежит охране. Заметим, что и другие аккумулятивные формы в той или иной мере представляют собой естественную самоза-

Таблица 5

Величины отступания берегов в связи с подъемом уровня на оз. Хубсугул, м

№ профиля	Величина отступания береговой линии за период		Высота абразионного уступа	Причина отступания берега
	1976—1977 г.	с момента подъема уровня по геоморфологическим признакам		
1	3,5	—	1,1	Абразия
2	1,5	—	1,0	»
3	1,5	10,0	0	Переформирование пляжа
4	0	5,0	—	Абразия
5	0	5,0	—	»
6	1,5	10,0	0,5	Переформирование пляжа
7	1,2	10,0	0	То же
8	0	8,0	4,0	Абразия
9	0	8,0	5,0	»
10	0,9	6,0	5,0	»
11	1,6	10,0	1,2	»
12	1,5	8,0	1,6	»
13	0,3	6,0	1,5	»
14	0	6,0	0,2	»
15	2,0	10,0	1,0	»
16	16,0	—	0	Затопление
17	0,8	14,0	0,1	Абразия, затопление
18	0,3	6,0	1,8	Абразия
19	1,4	6,0	1,2	»
20	1,0	—	0,7	»
21	0	—	0,7	»
22	1,5	—	0,6	»
23	1,0	5,0	0,4	»
24	0,9	—	1,0	»
25	1,0	5,0	0,7	»
26	1,1	5,0	1,0	»
27	0,4	8,0	1,7	»
28	1,0	8,0	1,4	»
29	0,5	8,0	2,6	»

щиту берегов, а пляж — составная часть каждой из них и защищает их тело от размыва волнами [Сокольников, 1976].

Пляжи, повсеместно размываясь, смещаются внутрь суши. Продукты размыва аккумулятивных форм и абразионных участков поступают во вдольбереговой поток наносов, но последний, несмотря на дополнительное питание, остается ненасыщенным, т. е. ощущается дефицит наносов в потоке. В условиях подъема уровня основная масса наносов оттягивается на большие глубины, и тем быстрее, чем больше уклоны подводного склона.

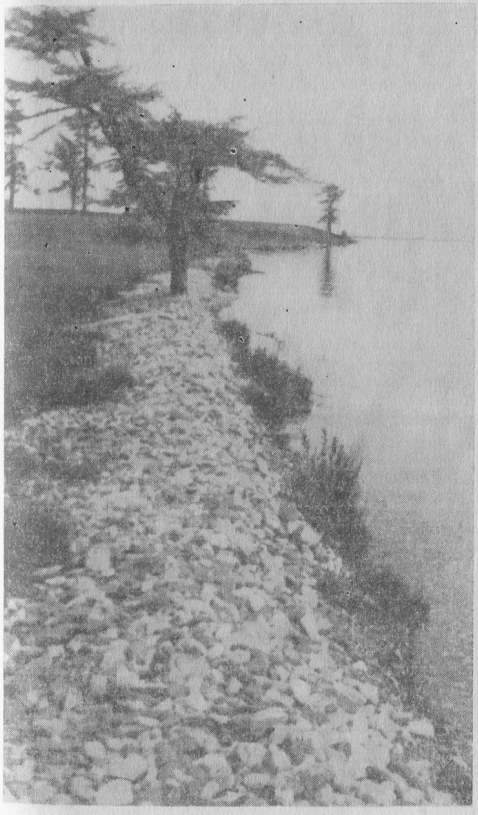


Рис. 26. Береговой вал (галечно-валунный), сформированный на бровке низкого абразионного уступа во время стояния высокого уровня.

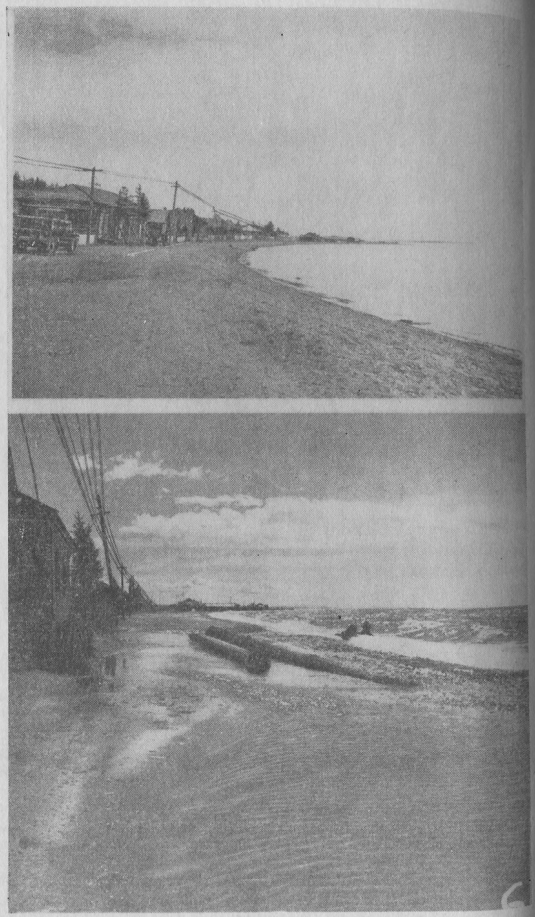


Рис. 27. Заплесковые воды во время шторма подмывают жилые и хозяйственные постройки. На верхнем снимке то же место в штилевую погоду

На Хубсугуле они повсеместно значительные, а ширина мелководья очень малая, что обусловливает небольшой эффект рефракции волн и подход их к берегу практически без потерь энергии под тем же косым углом, под которым они распространялись вдали от берега на больших глубинах. В этих условиях повышение уровня быстро приводит к дефициту наносов во вдольбереговом потоке, на что указывает незначительная мощность пляжей, а местами и полное исчезновение их на большом протяжении берегов озера. Это усиливает абразионный процесс. Отсутствие пляжей приводит к тому, что волны разрушаются непосредственно у абразионных уступов, которые отступают.

Скорость, а следовательно, и величина отступания зависят от высоты абразионного уступа и от мощности вдольбереговых волновых течений, способствующих смыву обрушившегося материала и возобновлению подсечки абразионного уступа. При одинаковых волновых условиях в результате размыва абразионного уступа к его подножию обрушивается тем больше материала, чем выше уступ. У низких берегов материал обрушения быстро уносится волновыми течениями и быстрее возобновляется абразия уступа, у более высоких часть неразмытого грунта еще защищает его подножие. В результате низкие берега размываются быстрее, чем высокие [Зенкович, 1962]. Отметим, что на Братском водохранилище мы наблюдали случай, когда процесс размыва происходил иначе. Высокие участки берега размывались быстрее, чем низкие [Рогозин, 1975б]. С понижением уровня часть наносов возвратится на пляж и подводный склон, но вдольбереговой поток останется ненасыщенным. Эту особенность динамики берегов Хубсугула следует учитывать при строительстве в береговой зоне. Так, активизации абразии берегов в районе пос. Турту наряду с другими факторами способствовало сооружение по обе стороны от него пирсов, что усилило дефицит, а возможно, вызвало непропуск потока наносов. Приспособленные же пляжи при смещении к абразионному уступу увеличили свои высоту и крутизну, и даже при незначительном впоследствии понижении уровня стали служить естественной защитой для активно абрадируемых до этого уступов. Это хорошо заметно сейчас на 20-м км дороги Турту — Хатгал.

Еще более активно переформируются и другие аккумулятивные формы. Здесь мы остановимся только на косах, формах, которые отчленяют лагуны — своеобразные «инкубаторы», необходимые для рыбохозяйственной деятельности и особо интересные в отношении формирования очертаний береговой линии.

Коса, отчленяющая оз. Онголок-Нур, с повышением уровня затапливается, резко сокращается ее площадь. Происходит активный размыв тела косы, а в ее наиболее низких и узких участках гребень тела косы размывается в результате перехлеста волнами, уменьшается его высота, что способствует сначала перемещению материала, слагающего тело косы, внутрь лагуны (оз. Онголог-Нур), а затем и образованию прорв, в результате

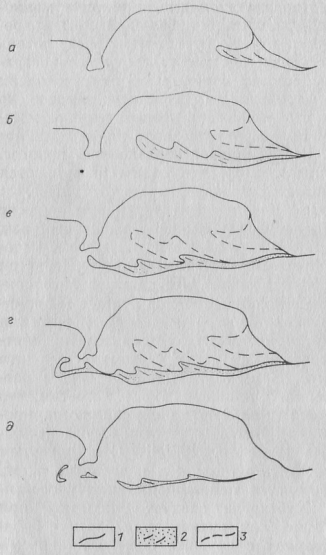


Рис. 28. Морфодинамические схемы некоторых периодов развития (*а* — *д*) аккумулятивных берегов м. Онголок-Нур.
1 — очертания береговой линии; *2* — тело косы с береговыми валами; *3* — старые, возможно, древние положения дистального конца косы, в настоящее время подводные.

чего тело косы превращается в цепочку островов (рис. 28). Подъем уровня в то же время активизирует размыв берегов на соседних абразионных участках, что способствует включению дополнительного питания вдольбереговой поток наносов. Хотя это и не компенсирует размыв тела косы, но все же в последующие периоды некоторой стабилизации или даже тенденции к понижению уровня происходит медленное восстановление тела косы. Предварительно можно сказать, что скорость восстановления аккумулятивных форм береговой зоны Хубсугула значительно ниже, чем на Байкале, из-за отсутствия вдольберегового потока наносов.

Материалы аэрофотосъемки показывают, что и в прошлом формирование описываемой косы было обусловлено ритмичностью уровенного режима, при котором сформированы ритмично повторяющиеся выступы в сторону лагуны и узкие удлиненные участки в очертаниях тела косы. Это аналогично истории формирования аккумулятивных форм на Байкале, в том числе косы, отчленяющей Посольский сор (лагуну) от озера. В связи с этим рассмотрим историю формирования косы, отчленяющей оз. Онголог-Нур.

История формирования некоторых кос

В период зарождения озера в Хубсугульской впадине образуется береговая линия, очертания которой определяются направлением разлома (сброса). В дальнейшем она осложняется дельтами, предгорными шлейфами, конусами выноса, образованными реками Хассийн-Сайр и Онголик-Гол и т. д. Последние

создают резкий изгиб контура берега внутрь суши, что, в свою очередь, способствует рефракции волн, приводящей к растяжению их фронта. В результате падают волновая энергия и емкость потока наносов. Создаются начальные условия для формирования косы.

Через некоторое время существующий здесь вдольбереговой поток наносов определяет образование аккумулятивного выступа — зачатка косы (см. рис. 28). Резкое повышение уровня вследствие подпора стока р. Эгин-Гол привело к затоплению аккумулятивной формы без значительных изменений, аналогично косе в Чивыркуйском заливе на Байкале. Описанные выше условия зарождения косы повторяются на новом уровне, формируется коса, изображенная на рис. 28. Очертания ее осложнены несколькими выступами в сторону лагуны, свидетельствуя о том, что коса формировалась при циклических колебаниях уровня, а ритмические уширения — это бывшие дистальные концы косы, сложенные характерными для них генерациями береговых валов.

В дальнейшем следует новый подъем уровня, аналогичный предыдущему, что привело к затоплению дистальной части косы и переформированию ее в корневой части. Последующее формирование косы происходит по указанной выше схеме при аналогичных циклических колебаниях уровня (см. рис. 28, *в*). Дистальный конец косы в этом случае, по нашему мнению,— форма индуцирования [Зенкович, 1962], обусловленная близостью мыса-конуса выноса Хирбистег-Гол, т. е. она в отличие от других выступов не связана с колебаниями уровенного режима.

Дальнейшее непродолжительное по времени формирование косы происходит при стабильном (в пределах сезонных колебаний) положении уровня, в результате чего формируется крючкообразный дистальный конец косы, с тенденцией ее роста к югу (см. рис. 28, *г*). В период стояния высоких уровней в 1971—1972 гг. тело косы активно размывается и превращается в цепочку островов.

Особо отметим, что береговым, в основном аккумулятивным, процессам на Хубсугуле свойствен характер унаследованности. Это важно с методической точки зрения, так как создаются возможности для применения закономерностей, полученных при исследовании современных береговых процессов, к анализу древних.

Пример, приведенный на рис. 28, хорошо иллюстрирует унаследованный характер развития одной из аккумулятивных форм — косы. Аналогичный случай можно привести и для восточного берега, где в одном из заливов в 12 км севернее зал. Алаг-Цар-Гол по аэрофотоснимкам хорошо дешифрируются три стадии развития косы (рис. 29), сложенной крупнообломочным малоокатанным материалом. Первая самая древняя коса формировалась на глубине 2—3 м. Вторая коса начинает формироваться после повышения уровня не менее чем на 2,5—3 м. Ее гребень у дистального

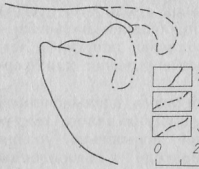


Рис. 29. Схема развития (унаследованного) аккумулятивной формы, обусловленной резким подъемом уровня.
1 — современные очертания береговой линии; *2, 3* — древние (*2*) и менее древние (*3*) очертания косы, формировавшейся при разных уровнях.

конца сейчас находится на глубине 1—1,5 м, а подводный склон, уходящий на глубину более 10 м, имеет крутизну 30—32°, т. е. близок к углу естественного откоса. В таких приглубых условиях для формирования тела косы требуется огромное количество обломочного материала. Последняя, современная коса сформировалась сравнительно недавно, ее размеры значительно меньше, чем у древних подводных, значит, она формировалась в условиях дефицита наносов во вдольбереговом потоке. В период стояния высоких уровней 1971—1972 гг. ее гребень был частично размыт и несколько завернут внутрь лагуны.

Глубины гребней кос соответствуют положению уровня во время их формирования. Древняя береговая линия — абразионный уступ — четко опознан на аэроснимках и при помощи эхолотных промеров в северном ответвлении залива (рис. 30). Уступ высотой ~1 м, крутизна его ~40°, он сложен крупнообломочным неокатанным материалом, ибо был быстро затоплен при резком подъеме уровня во время голоценового оптимума. Отдельные обломки плоские, как и вся галька в этом заливе, толщиной до 0,1 м, диаметром более 0,5 м. Галька «подогнана» друг к другу, напоминает кладку оборонительных стен, возведенных древними жителями на Байкале на мысе, образующем бух. Шибету. Впрочем, известны случаи и природной подгонки-кладки крупнообломочного материала, которые трудно отличить от творения человеческих рук. Такие явления обнаружены на Байкале на 101-м км старой Кругобайкальской железной доро-

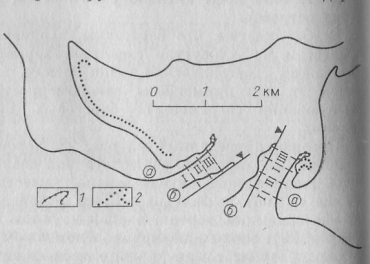


Рис. 30. Схема надводных аккумулятивных форм (*а*) и их вертикальные профили (*б*) и положение древних затопленных береговых линий.
1 — подводные дистальные концы кос, сформированные при положении уровня на 1—1,5 м ниже современного; *2* — положение береговой линии, существовавшей при уровне ниже современного на 2,5—3 м. I — III — древние части тела косы, сформированные при уровне на 2,5—3 м выше современного (I), при уровне на 1—1,5 м выше современного (II), при современном уровне с учетом его ритмических колебаний, что относится и к II (III).

ги и на Хубсугуле в районе северной оконечности п-ова Долоонута. Условия их образования сходны. И на Байкале, и на Хубсугуле эти участки расположены непосредственно за мысами, на участках резких изменений контура берега, в зоне рефракции волн, а следовательно, и концентрации волновой энергии, где скорость вдольберегового перемещения наносов возрастает. В этих условиях крупные малоокатанные обломки или должны правильно, т. е. плотно ложиться, или их смоет волнами. А те обломки, которые слагают гребень отмостки, перемещаются только отдельными наиболее высокими волнами, и такое их перемещение происходит до тех пор, пока обломок или хорошо не пригонится к соседним так, что волны уже не смогут сместить его, или будет смыт.

Древние береговые линии на глубинах и высотах на суше, равных 1—1,5 м и ~3 м, обнаружены нами и в других районах прибрежья и побережья оз. Хубсугул.

Выше очень кратко описан процесс переформирования берегов, связанный с явлением резкого повышения уровня воды в Хубсугуле. Но и неотектонические процессы в этом отношении играют не последнюю роль, а в отдельных случаях имеют доминирующие значение.

Абразионно-аккумулятивные берега

Абразионно-аккумулятивные берега в основном распространены по западному побережью озера, так же как и на Байкале. Очертания береговой линии, морфология берегов и подводного склона западного побережья Хубсугула и их дальнейшее развитие обусловлены сбросовой тектоникой. Очевидно, что первоначальная береговая линия описываемого участка была прямолинейной, но впоследствии она осложняется новейшими формами, преимущественно аккумулятивными мысами — аллювиально-пролювиальными конусами выноса, а также предгорными шлейфами, аккумулятивными формами, образованными из материала вдольбереговых потоков наносов, и т. д. Их общая протяженность ~80 км. При этом более 50 км находится на западном побережье. Морфология и развитие этих берегов протекают в соответствии со схемами, разработанными В. П. Зенковичем [1962], О. К. Лентьевым и соавторами [1978] для абразионно-аккумулятивных берегов с отмершим клифом и примкнувшими аккумулятивными террасами. Но клифы здесь, так же как и на Байкале, еще не отмершие. При повышении уровня их абразия активизируется.

Мысы образовывались в период наиболее активного таяния ледников в условиях интенсивных противоположно направленных вдоль озера волновых воздействий.

Формирование мысов-конусов выноса осуществлялось на крутом подводном склоне, где более интенсивно волновое воздействие на берега, в результате чего мысы размывались, часть

продуктов размыва поступала во вдольбереговой поток наносов и в условиях резкого контура береговой линии за мысами возникали условия для формирования новых аккумулятивных береговых форм — наволоков, симметричных и в основном асимметричных выступов (мысов) двустороннего и преимущественно одностороннего питания, примыкающих (как правило, с юга) к абрадируемым мысам. В результате здесь сформировался берег абразионно-аккумулятивного типа, состоящий из сочетания нескольких аккумулятивных и абразионных форм.

Участки берега, ранее бывшие мысами-конусами выноса, превратились в прямолинейные, а южнее к ним причленились вновь сформированные береговые аккумулятивные формы — примкнувшие террасы. Это четко дешифрируется на аэроснимках, где хорошо видно, что вновь сформированные аккумулятивные мысы смещены к югу по отношению к долинам и мысам, из материала которых они сформированы. Почти все эти мысы асимметричны, их южные части состоят из одной или нескольких генераций береговых валов. Увеличение площади мысов за счет формирования новых валов происходило и происходит в южном направлении в условиях ритмических колебаний уровня. Наращиваясь к югу, мысы одновременно размывались с севера и востока. Степень этого перемещения также зависела от интенсивности разнонаправленных волновых воздействий.

Морфология подводных склонов, северных и южных берегов этих мысов свидетельствует, что интенсивность волновых воздействий северного или южного направлений различна. Это обусловило различную крутизну северных и южных подводных склонов мысов. Так, крутизна южных подводных склонов от севера к югу увеличивается до района м. Онголок-Нур или, вернее, после увеличения где-то до района м. Хачимин-Нур становится равной углу естественного откоса для материала, слагающего тот или иной мыс. Крутизна северных подводных склонов мысов повсеместно значительно меньше, чем южных. Это свидетельствует о преобладающем влиянии волнения северных румбов в формировании этих мысов и вообще берегов абразионно-аккумулятивного типа в этом районе.

В качестве примеров, иллюстрирующих различную степень участия энергии ветровых разнонаправленных волн в формировании истории развития абразионно-аккумулятивных берегов Хубсугула, приведем морфодинамические схемы развития некоторых мысов, расположенных в разных условиях.

Описываемая и все последующие схемы отображают морфодинамические условия развития аккумулятивных форм, сообразуясь с циклическим (ритмическим) характером колебаний уровня, что определило ритмичность перемещения наносов и их поступления к участкам аккумуляции. Это следует из анализа вертикальных профилей генераций береговых валов, слагающих мысы, что более детально разбирается ниже, при описании истории формирования м. Марани-Нур [Рогозин, 1981].

Мыс Хачимин-Нур

Мыс Хачимин-Нур — асимметричная, аккумулятивная форма двустороннего питания, сложенная двумя сериями галечных береговых валов, образующих пересыпь, отчленяющую лагуну (рис. 31). Восточная часть пересыпи — коса, сформированная вдольбереговым потоком наносов северных румбов с круто завернутым в залив дистальным концом. Это свидетельствует о том, что в процессе развития косы активная роль принадлежит и волнению южных румбов. Западная часть пересыпи песчаная. Гребни самых высоких валов, сформированных при стоянии наивысшего уровня, носят следы перехлестывания волн, отчего лагунный склон пересыпи очень крутой и близок по крутизне к углу естественного откоса (до 30°).

Крутизна подводных склонов до 17 и до 25° с морской и южной сторон мыса соответственно. Такая значительная крутизна подводных склонов присуща активно развивающимся аккумулятивным формам, что наблюдается и в других местах в абразионно-аккумулятивных системах западного берега озера. Крутые галечные склоны этого мыса на глубинах более 10 м создают хорошие условия для того, чтобы транспортные суда прятались здесь от северных и северо-западных ветров. В бух-

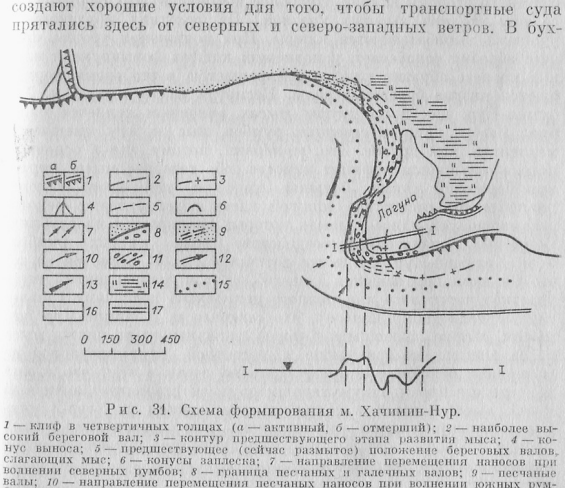


Рис. 31. Схема формирования м. Хачимин-Нур.

1 — клиф в четвертичных толщах (*а* — активный, *б* — отмерший); *2* — наиболее высокий береговой вал; *3* — контур предшествующего этапа развития мыса; *4* — конус выноса; *5* — предшествующее (сейчас размытое) положение береговых валов, слагающих мыс; *6* — конусы заплеска; *7* — направление перемещения наносов при волнении северных румбов; *8* — граница песчаных и галечных валов; *9* — песчаные валы; *10* — направление перемещения песчаных наносов при волнении южных румбов; *11* — галечные валы; *12* — направление вдольберегового течения и основного потока наносов при ветрах северных румбов; *13* — направление штормового течения в области аккумуляции наносов; *14* — болото; *15* — граница мелководья; *16*, *17* — вертикальный профиль (*16*) и его плановое положение по линии I — I (*17*).

те южнее мыса дно песчаное, что обеспечивает надежную якорную стоянку*.

Формирование м. Хачимин-Нур (его современных очертаний) началось в период активного таяния ледников в голоцене, когда резко активизировались аллювиально-пролювиальный и селевые процессы, в результате чего возникает конус выноса — первоначальный мыс, который на пути перемещения потока наносов образует резкий изгиб контура берега. Создаются начальные условия для формирования свободной аккумулятивной формы. При косом подходе волн при определенных условиях с уменьшением энергии волн возрастает скорость вдольберегового перемещения наносов в бухту [Зенкович, 1962]. Аналогичную схему развития аккумулятивного процесса в описанных условиях приводит К. А. Кинг [1963].

В последующем, при стоянии высоких уровней, когда активизируется процесс абразии берегов, во вдольбереговой поток наносов поступает дополнительное питание. При этом размываются соседние абразионные участки и сам аккумулятивный мыс с мористой стороны. В таких условиях за счет образования новых береговых валов происходит нарастание аккумулятивной формы со стороны залива. Наиболее высокие из них формируются при стоянии высоких уровней. На соседних абразионных участках вырабатываются клифы. При понижении уровня процесс абразии ослабевает, у подножий клифов формируются пляжи, процесс абразии клифов прекращается, в это время формируются низкие береговые валы. Несмотря на то, что на м. Хачимин-Нур, как и на других мысах, основным является материал потока наносов северных румбов, мыс к югу смещается медленнее, чем другие. Это, во-первых, потому, что в основном потоке ощущается дефицит наносов, ибо севернее мыса очертания береговой линии, большая крутизна подводного склона, практическое отсутствие пляжей здесь обусловливают некоторый непропуск наносов, часть которых сваливается на глубину. Во-вторых, значительно воздействие волн южных румбов. У м. Хачимин-Нур они могут достигать 2 м. И несмотря на то, что на пути перемещения наносов в этом направлении много участков частичного или полного непропуска последних (аналогичные подводному каньону, что севернее м. Хачимин-Нур или мысам, далеко вдающимся в море), западная часть пляжа мыса более мощная по сравнению с восточной, сформированной из материала основного потока. Причина здесь в том, что с юга непосредственно к аккумулятивному мысу примыкает активный клиф, выработанный в толще конуса выноса р. Увер-Хачим-Гол — источник песчаного материала при повышении уровня наряду с твердым стоком этой реки, постоянно питающим поток наносов южного направления.

* Здесь и далее сведения о якорных стоянках даются потому, что нет лоции Хубсугула, а развитие пассажирского судоходства предусматривается.

Описанный процесс формирования и дальнейшего развития мыса носит ритмический характер, обусловленный, с одной стороны, циклическим колебанием гидрометеорологического режима [Шнитников, 1957; Афанасьев, 1967], с другой — трансгрессиями хубсугульского типа [Черкасов и др., 1972].

Мыс Марани-Нур

Мыс Марани-Нур — также примкнувшая, почти симметричная аккумулятивная форма берегового рельефа одностороннего питания, сложенная сериями береговых галечных валов, взаимно параллельных и мало отличающихся по высоте (рис. 32). Мыс окаймлен песчано-галечным береговым валом (штормовым), ширина которого от 10 до 20 м, высота до 1,2 м над урезом воды. С мористой стороны береговые валы, слагающие мыс, как бы срезаны штормовым валом вкрест простирания, севернее он же отчленяет лагуну. На валу хорошо видны осушенные песчано-галечные фестоны частотой около 3 м. Выше отмечаются следы галечных фестонов частотой 7—10 м. И то, и другое — следствие штормов, происходивших при разных уровнях. Тело валов осложнено с морской стороны желобами стока, с лагунной — конусами заплеска. Из-за воздействия криогенного процесса* повсеместно прослеживаются структурные грунты.

Подводные галечные склоны значительно более отлогие, чем на м. Хачимин-Нур, за исключением самой оконечности мыса, где крутизна подводного склона достигает 15°. Бухты с северной и южной сторон мыса имеют пологое песчаное дно, что удобно для якорных стоянок судов. Бухта защищает от ветров северных и южных румбов.

История формирования м. Марани-Нур во многом обусловлена его положением почти посередине простирания западного берега озера. Это, в свою очередь, определило характер воздействия гидродинамических факторов при формировании современных очертаний этой аккумулятивной формы. Морфодинамическая схема некоторых этапов развития м. Марани-Нур приведена на рис. 32; так же, как и в предыдущем случае, абразионно-аккумулятивный процесс здесь начался после образования мыса-конуса выноса из р. Джиглэг-Гол.

Мыс подвергается активной абразии, но поскольку он образовался на крутом склоне, большая часть обломочного материала сваливается на глубину. Незначительная часть его поступает во вдольбереговой поток наносов, из материала которого образуется первоначальный аккумулятивный выступ на участке резкого изгиба контура берега внутрь суши. Далее по мере отступания клифа формируется мелководная зона и вдольбереговой поток наносов становится более насыщенным, а увеличение аккумулятив-

* Аналогичные формы мерзлотного микрорельефа отмечены и на других мысах.

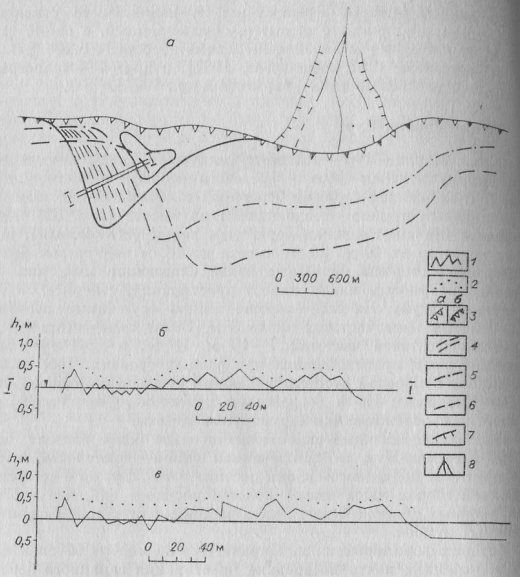


Рис. 32. Схема формирования м. Маранц-Нур (*а*); вертикальный профиль по линии I — I, указывающий на зависимость формирования разновысотных валов от циклических колебаний уровня (*б*), и вертикальный профиль через мыс, расположенный в 10 км южнее (*в*).

а: *1*, *2* — активный и отмерший клифы; *3* — береговые валы (*а* — отмершие, *б* — активные клифы); *4*, *5* — контуры предшествующих и последующих этапов развития мыса; *6* — направление штормового течения в области аккумуляции наносов; *7* — направление основного потока наносов; *8* — конус выноса. *б*, *в*: *1* — натурный профиль; *2* — огибающая.

ного выступа создает более благоприятные условия для аккумуляции наносов. Аккумулятивная форма растет за счет образования новых береговых валов. В это время с морской стороны абразии подвергается не только клиф, но и сама аккумулятивная форма. В дальнейшем в результате того, что с северной стороны форма абрадируется, с южной она нарастает и смещается за счет образования новых валов. Поскольку мыс находится почти посередине западного берега озера, на него значительно влияет волнение южных румбов и он принимает почти симметричные очертания, несмотря на одностороннее (в основном) питание.

Анализ профиля указывает на ритмический характер образования аккумулятивной формы, обусловленной колебаниями климата [Шнитников, 1957; Максимов, 1972; и др.]. И действительно, если построить огибающую профильного графика, то можно заключить, ориентируясь на аналогичные данные по Байкалу, что кроме внутривековых циклов колебаний уровня фиксируются и многовековые циклы, обусловленные более длительными ритмами изменения увлажненности в послеголоценовое время. На Байкале особенно отчетливо выделяются 250—300-летние циклы [Галазий, 1967].

На профиле (см. рис. 32, *б*) можно выделить три многовековых ритма, сопоставимых с ритмами Мягкой Карги на Байкале, но без серий валов, сформировавшихся во время голоценового оптимума. Такой же профиль имеет мыс, расположенный в 10 км южнее (см. рис. 32, *в*). По нашему мнению, эти формы отражают период развития после климатического оптимума. Промежуточные стадии при резком подъеме уровня не успевали приспособиться к нему, размывались или затапливались. В отличие от Байкала на Хубсугуле во время климатического оптимума уровень повышался более резко потому, что здесь не было влияния термической инерции местного климата вследствие того, что объем водной массы Хубсугула почти в 60 раз меньше, чем на Байкале. Это определило постепенность трансгрессии на Байкале и резкий перелом ее при изменении климатических условий на Хубсугуле, т. е. переходы от влажного климата к сухому на Байкале были сглажены огромными запасами холодной воды, обусловившими термическую инерцию местного климата, чего на Хубсугуле произойти не могло. Нам представляется, что м. Маранц-Нур начал формироваться после климатического оптимума. Формирование его происходило в условиях относительного неотектонического покоя. Это касается аккумулятивных форм почти всего западного побережья оз. Хубсугул.

Заметим, что на оз. Гусином, объем которого еще меньше, чем у Хубсугула, береговая зона (I терраса) сложена также тремя сериями береговых валов. Высота их 1—3 м. Средние и ближние к урезу серии наиболее высокие [Антощенко-Оленев, 1982], т. е. картина та же, что и на Хубсугуле.

Мыс Доод-Модот-Дулан

Морфодинамическая схема истории переформирования м. Доод-Модот-Дулан (15 км севернее пос. Хаттал) представлена на рис. 33. Мыс сложен песчано-галечным и галечным материалом. Он как ранее, так и теперь находится в сложных гидродинамических условиях. Его формирование в последнее время происходило в условиях преобладания волнения северных румбов. Как прежде, так и теперь значительная роль в формировании мыса принадлежит волнению южных румбов. В условиях

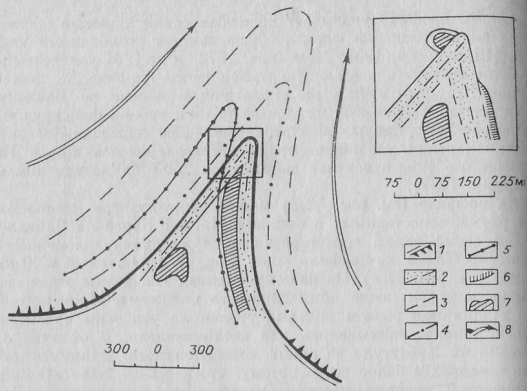


Рис. 33. Схема переформирования м. Доод-Мотод-Дулан (15 км северней пос. Хатгал).

1 — активный клиф; *2* — береговые валы; *3—5* — контуры предшествующих (*3*) и последующих (реконструкция) (*4, 5*) этапов переформирования мыса; *6* — абразионный уступ на аккумулятивной форме; *7* — лагуны; *8* — направление основных вдольбереговых потоков наносов.

узкой долины здесь южные ветры разгоняют довольно сильные волны, активно воздействующие на берега.

Первично возникла коса, питавшаяся наносами южного направления. Впоследствии этот источник наносов иссяк. Волны срезают оконечность этой косы и формируют новую косу из материала потока наносов с севера. Позже обе косы соединились, замкнув между собой лагуну. В дальнейшем преимущественное направление источника наносов по-прежнему меняется и описанный процесс в какой-то мере повторяется. Часть удлиненной аккумулятивной формы перемещается то к северу, то к югу в вековых и многовековых ритмах изменений климата, в результате чего отчленяется и другая лагуна. Образуется мелководная зона шириной более 500 м, окаймляющая мыс. За мелководной зоной с морской и южной сторон следует свал глубин, где крутизна подводного склона достигает 25°, т. е. близка к углу естественного откоса. По нашему мнению, эти откосы образовались во время климатического оптимума, в активный период переформирования мыса.

Наибольшим изменениям в настоящее время подвергается оконечность стрелки, то с севера, то с юга образуется петлевидная коса — форма очень кратковременная, для возникновения которой при ветре одного направления достаточно нескольких дней (см. врезку на рис. 33).

О МОРФОЛОГИИ И ДИНАМИКЕ БЕРЕГОВ о. ДАЛАЙН-ХУЙС

Остров Далайн-Хуйс имеет длину 3 и ширину 1,7 км, его наибольшая высота над уровнем озера 174 м. Он образовался в результате тектонических разломов разных направлений и представляет собой горст. С трех сторон — северной, западной и южной — его окаймляют крутые, скалистые клифы, и только южная часть острова имеет зачительно более пологий склон, сложенный материалом как древней, так и современной аккумуляции. На западе клиф отвесно обрывается в море. На севере сформирован прерывистый валунный, валунно-глыбовый пляж. С южной стороны пляжи галечно-валунные, галечные более протяженные, но также прерывистые. С восточной стороны пляжи песчаные, песчано-галечные, галечные, галечно-валунные.

Сообразуясь с принятой нами классификацией типов берегов на Хубсугуле, для о. Далайн-Хуйс нужно выделить на севере денудационно-абразионные берега, на западе — структурно-абразионные, на юге — высокие абразионные берега, но местами они денудационно-абразионные, на западе — структурно-абразионные, на юге — высокие абразионные, местами они денудационно- или структурно-абразионные. В таких местах пляжи очень узкие или совсем исчезают. С восточной стороны острова берега аккумулятивные.

Во время стояния высоких уровней берега на севере, западе и юге совсем не подверглись или подверглись незначительным изменениям. Изменение берегов выразилось в том, что их пляжи были частично затоплены, а затем перемещены и прислонены к клифу на более высоком уровне. Южные берега абрадировались незначительно. Наибольшим изменениям подверглись восточные аккумулятивные берега. Они здесь представлены на юге косой-стрелкой, на севере — свободной сложной косой.

Коса-стрелка сложена песчано-галечным и галечно-валунным материалом. Она состоит из серии береговых валов, сформированных при разных уровнях. Самый высокий вал прислонен к абразионному уступу, возникшему при стоянии высокого уровня 1971—1972 гг.

На бровке абразионного уступа с южной стороны сформирован галечно-валунный вал. Его формирование происходило при самых сильных штормах, когда волны были способны забрасывать гальку и валуны диаметром до 0,10 м на бровку уступа высотой до 1 м. Длина косы-стрелки в настоящее время 30 м, но при стоянии высоких уровней вследствие затопления и размыва она уменьшается до 20 м. До подъема уровня она была более 50,0 м. Ширина пляжа в прикорневой части также уменьшилась в 2 раза. Сейчас она равна 10 и 6 м с южной и восточной сторон соответственно.

Далее к северу простирается прислоненный пляж шириной 6—8 м, сначала песчаный, затем песчано-галечный, галечный и

галечно-валунный, т. е. по мере продвижения к северу крупность материала, слагающего пляж, увеличивается. Сам пляж прислонен к абразионному уступу до высоты самой бровки. В начальной стадии при высоком уровне уступ отступил. Величина отступания его здесь 10—12 м. Еще дальше при некотором понижении или стабилизации уровня материал пляжа перемещается по уступу вверх, прекратив тем самым его дальнейший размыв и отступание.

В северной части восточного берега острова сформирована сложная коса длиной более 200 и шириной 10—15 м, отчленяющая небольшую лагуну. От ее дистального конца к северу, к корневой части крупность материала увеличивается от галечного до валунного диаметром до 0,4 м. Высота гребня косы от уреза воды в июле 1980 г. была 1—1,5 м. Косы, сложенные таким крупным материалом, встречаются крайне редко. На Байкале у м. Тонкий существует аналогичная коса, но материал, слагающий ее, мельче, и длина ее в 2 раза меньше. С лагунного берега косы сформированы фестонообразные галечно-валунные образования с частотой в среднем ~5 м, аналогичные тем, что существуют в бух. Заворотной на Байкале.

Во время стояния высоких уровней тело косы перехлестывалось волнами. В результате этого на лагунной стороне косы образовались конусы заплеска, а в ее наиболее низких местах — прорвы, сейчас они заполнились. Крутизна подводного склона у дистального конца косы велика (более 20°) и близка к углу естественного откоса, что свидетельствует о том, что форма продолжает активно развиваться. Так, ширина пролива между дистальным концом и берегом в 1982 г. была равна 55 м, в 1947 г. она составляла ~100 м (определено по аэрофотоснимкам). Коса формируется из материала вдольбереговых потоков наносов северных румбов, но волнение южных румбов оказывает существенное влияние на очертания косы, принуждая ее заворачиваться в сторону берега. В дальнейшем при такой закономерности развития она станет петлевидной, т. е. ее дистальный конец причленится к берегу [Рогозин, 1981].

Абразионно-аккумулятивные берега Хубсугула развивались в условиях, сходных с байкальскими. Аккумулятивные террасы здесь не примыкают непосредственно к мысам-конусам выноса, а отстоят от них на расстояние до 2 км (м. Марани-Нур). Сами мысы-конусы стали абразионными участками и приняли выровненные очертания. Таким образом, аккумулятивные и абразионные участки поменялись местами по сравнению с Байкалом.

В профилях террас не отражается серия валов климатического оптимума, ибо в это время резко повышался уровень, а участки террас размывались и затапливались. Все прибрежья аккумулятивных мысов (террас) надежно защищают от штормов и являются удобными местами для якорных стоянок или отстоя непосредственно у берега с юга от примкнувших террас.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ЗАЛИВОВ ХУБСУГУЛА

В доголоценовое время описываемые заливы были эстуариями, впоследствии выполненными аллювием, из которого под влиянием озерных факторов сформировались серии береговых валов (террасы), например в заливе восточнее м. Мэргений-Удзур (восточное побережье зал. Ханх), в заливах Турагт-Гол, Ихэ-Долбай и др. Эти террасы формировались при разных уровнях или были подвержены неотектоническим деформациям. Возраст I террасы, по заключению В. А. Беловой [1975, 1985; Золотарев, Кулаков, 1976], определяется голоценом. В глубь бывших заливов по краям террасы простираются отмершие клифы. Аналогичные условия формирования террасы в заливе, в вершину которого открывается устье реки, описал В. П. Зенкович [1962] и назвал это блокированной дельтой.

Устьевые области рек с древних времен играли важную роль в развитии человеческого общества. Благоприятные климатические условия, достаточное количество влаги, плодородные почвы, обилие рыбы, плавающей птицы и зверя в дельтах засушливой, полузасушливой и других зон способствовали их заселению и освоению [Самойлов, 1952].

В настоящее время устьевые области рек широко используются для сельского и рыбного хозяйства, водоснабжения и других отраслей хозяйственной деятельности, а в будущем эти районы будут осваиваться еще более интенсивно. Поэтому необходимо прогнозировать изменения морфологии устьевых участков, которые могут возникнуть под влиянием человека. А это невозможно без постановки исследований, направленных на выяснение закономерностей современного строения и динамики устьевых областей рек. Устья рек в морфологическом отношении — один из наиболее изменчивых географических объектов, и эти изменения происходят подчас на глазах человека, а при его некорректном вмешательстве в дела природы они могут быть катастрофическими [Михайлов и др., 1977]. Все это касается и Байкала, но там большая часть этих районов давно уже освоена. Многие крупные реки, впадающие в Хубсугул, втекают в заливы. Энергия волнового поля в заливах в общем случае падает, но при определенных направлениях волнения в некоторых частях заливов энергия рефрагированных волн увеличивается. Это касается юго-восточных углов заливов, расположенных на восточном побережье Хубсугула, ибо здесь в потоке наносов наблюдается наиболее крупный галечно-валунный материал. Аналогичное явление прослеживается и на севере Байкала.

Залив Ханх. Берег зал. Ханх представляет собой крупнейшую на Хубсугуле береговую дугу. В залив впадают три реки, из твердого стока которых в основном развивался рельеф его береговой зоны. Река Ханх имеет постоянный твердый сток, величина которого меняется в паводковый период, р. Тойн-Гол дает

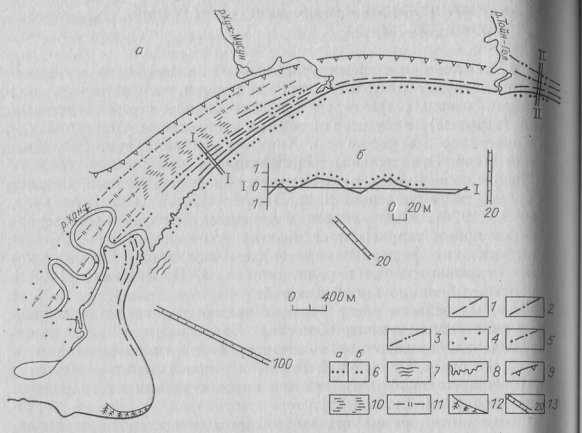


Рис. 34. Схема береговой дуги (залива) Ханх (*а* — генерации береговых валов в начальной стадии развития дуги (доголоценовая форма), *б* — профиль по линии I — I).

1—3 — генерации береговых валов разного возраста; *4* — плохо опознаваемые (предполагаемые) валы; *5* — то же, что и *2*, но на высокой террасе; *6* — подводные (*а* — три, *б* — два вала); *7* — подводные микроформы; *8* — извилистые очертания береговой линии, сложенной торфом; *9* — отмерший клиф; *10* — болото; *11* — мокрый луг; *12* — скалы; *13* — подводные каньоны.

твердый сток только в паводок. В другое время она превращается в ручей и его устье практически блокируется. Если в нормальные водные годы ширина устья достигает 10 м, то в сухое время не превышает 4,5 м. Устье р. Хох-Мусин-Гол действует только в паводковый период, в остальное время года оно полностью блокировано. Русло р. Ханх-Гол в нижнем течении меандрирует по бывшим межваловым понижениям, а положение ее устья было иным, на что указывает направление подводной долины — бывшего русла Ханх-Гола.

Изменение направления русла наблюдается и на р. Хох-Мусун-Гол, расположенной несколько южнее устья р. Ханх-Гол, где она прорезает надпойменные террасы. Учитывая изложенное выше и наличие подводных следов речных долин других рек южнее Ханх-Гола, можно считать, что рельеф береговой зоны описываемого участка, как и всего озера, формировался при разных уровнях. В зал. Ханх он сформирован из трех генераций береговых валов различного возраста. Современный береговой вал находится в стадии активного развития. Его дистальный конец еще не достиг устья р. Ханх-Гол. Профиль (рис. 34) через серии береговых валов (I террасу) аналогичен профилю террасы м. Марани-Нур (см. рис. 32) и отражает общий характер колебаний уровня Хубсугула вследствие ритмических изменений увлажненности в голоцене. Несовпадение профилей в деталях объясняется тем, что террасы формировались в разных гидродинамических условиях и по-разному подвергались проявлениям термокарста.

Залив Тураг-Гол. В вершину залива впадает одноименная р. Тураг-Гол, из материала твердого стока которой по мере выполнения его наносами формировалась береговая зона (терраса) залива.

Северный и южный берега сложены коренными породами. Галечно-валунный пляж имеет ширину до 3 м. Местами он прерывается. Подводные склоны достигают более 15°. В местах, где пляж прерывается, скальный почти отвесный берег уходит на глубину. Северо-западный участок берега длиной ~500 и шириной до 150 м сложен хорошо окатанным галечно-валунно-глыбовым материалом — наволоком.

Подводный склон крутизной 3°, покрытый валунами, простирается от берега на 92 м, где ограничен уступом под углом 16°, высота его 1 м, он обильно оброс водорослями* (рис. 35). Прибрежье залива песчаное, пологое до глубин 10—15 м. Ширина песчаной отмели 500 м на севере, 160 м на востоке и менее 100 м на юге. За этой границей подводные склоны значительной крутизны (от 6 до 20°) представляют собой борта подводного каньона — продолжения долины р. Тураг-Гол. Этот каньон выклинивается на глубине около 70 м в 2 км на запад от границы залива.

Наибольший интерес для использования и дальнейшего освоения представляет восточный берег залива. Побережье широкой (~1 км) низменной долины является хорошим пастбищем, обильно снабженным водой.

Побережье (I терраса) сложено тремя сериями береговых валов. Средняя серия валов наиболее высокая (до 5 м), представляет собой цепочку песчаных ярков, покрытых частично кустарниковой растительностью и активно развеваемых. Тураг-Гол меандрирует отчасти по межваловым понижениям (см. рис. 35).

Рельеф береговой зоны представлен пляжем полного профиля (береговым валом) и серией подводных песчаных валов. Береговой вал песчаный, в юго-восточном углу гравийно-щебневый, с тыльной стороны осложнен конусами заплеска, образовавшимися во время шторма, когда наиболее высокие волны перехлестывали через гребень вала, смещая (перемывая) его в сторону суши. В результате этого перемещения береговой вал покоится на торфяной подушке болота, ранее расположенного за валом. В северо-восточном углу залива еще сохранился участок активно размываемого торфяного абразионного уступа, высота которого

* Возможно, здесь выход теплых подземных вод.

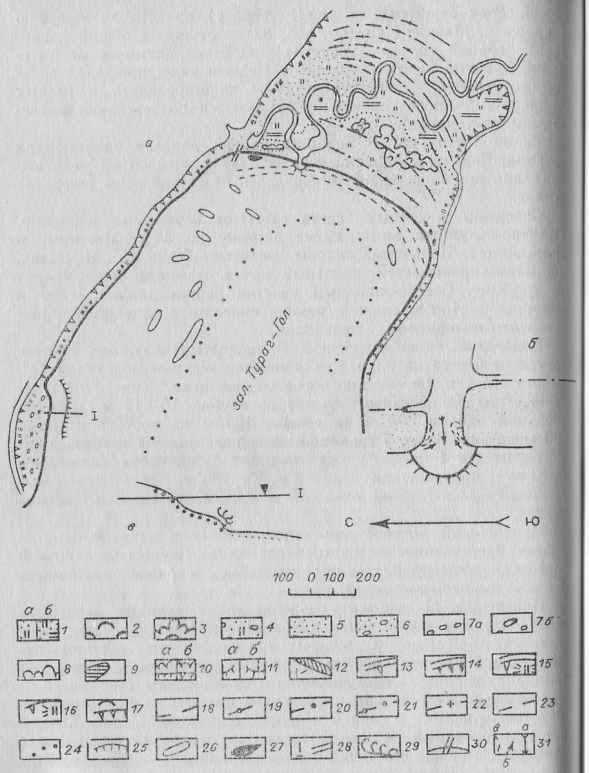


Рис. 35. Морфологическая схема развития берегов в зал. Тураг-Гол (*а*), схема морфологических условий в мигрирующем устье р. Тураг-Гол на 03.08.1979 г. (*б*) и профиль подводного склона по линии I (*в*). Линейный масштаб только для *а*.

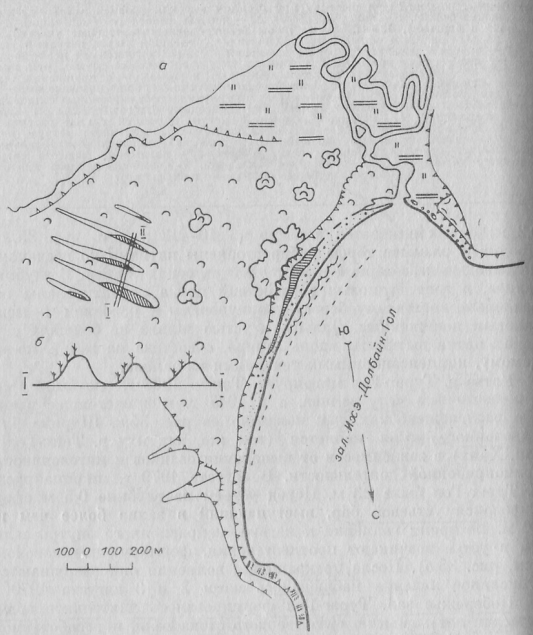
1—3 — прибрежная суша: *1* — районы древней аккумуляции (*а* — луг, *б* — заболоченный луг), *2* — эоловая, *3* — остатки древних озерно-речных формирований, в настоящее время подверженных активной эоловой переработке (ярки); *4—22* — элементы динамики и морфологии берегов: *4* — песчано-галечник, поросший луговой растительностью, *5* — песок, *6* — песчано-галечник, *7* — галечник (*а*) и галечно-валунник (*б*), *8* — подводные волновые формы микрорельефа, *9* — лагуна, *10* — песчаные формы, подвергшиеся размыву при стоянии высоких уровней в 1971—1972 гг. (*а* — мелкие формы, *б* — более крупные), *11* — конусы выноса (*а* — подводные, *б* — на суше с оврагом), *12* — песчаные дюны (заштрихованы залесенные участки на них), *13, 14* — клифы в четвертичных отложениях: отмерший (*13*) и активный (*14*), *15—17* — клифы в коренных породах: отмерший (*15*), не абразионного происхождения, но впоследствии подвергшийся абразии (*16*), в оползневых формах, отмерший (*17*), *18, 19* — береговые валы, предполагаемые (*18*) и межваловые понижения (*19*), *20, 21* — береговые валы (*20*) и межваловые понижения (*21*) более позднего возраста, *22* — предполагаемые следы озерно-речных отложений, сформированных волновыми процессами; *23—31* — подводные формы: *23* — подводные береговые валы, *24* — границы мелководья, *25* — валунный подводный уступ, поросший густой растительностью, *26* — остатки волновой переработки торфяного абразионного уступа (пятна), *27* — остатки торфяного абразионного уступа, *28* — положение вертикальных профилей, *29* — густая подводная растительность, *30* — положение бывшего мигрировавшего устья реки, *31* — течения (*а* — из реки, *б* — компенсационные течения, *в* — аккумулятивные формы, созданные ими).

0,2 м; он вклинивается в озеро на 10—12 м (см. рис. 35, *а*). Продукты размыва торфа распространены пятнами по песчаному мелководью на северной и восточной сторонах залива. В глубине залива, в зоне волновых воздействий пятна ориентированы параллельно восточному берегу и приурочены в основном к межваловым понижениям. Дальше к устью залива на больших глубинах пятна вытянуты вдоль залива, с востока на запад, по-видимому, компенсационными течениями из залива.

Устье р. Тураг-Гол мигрирует. Так, в 1968 г. оно было в северо-восточном углу залива, а в 1947 г. и в настоящее время оно расположено так, как показано на рис. 35,*а*. Ширина блокированного устья меняется (так же, как и у р. Тойн-Гол в зал. Ханх) в зависимости от выпадения осадков и интенсивности волноприбойной деятельности. В августе 1979 г. ширина русла р. Тураг-Гол была 23 м. Перед устьем на глубине 0,5 м сформировался устьевой бар, выступающий в залив более чем на 20 м. Во время волнения и нагона, направленного внутрь залива, в устье возникают противотечения, формирующие наволоки (см. рис. 35,*б*). После прекращения волнения они разрушаются. Описанное явление наблюдалось нами 2 и 3 августа 1979 г.

Побережье зал. Тураг-Гол формировалось длительное время (тысячи лет) из материала твердого стока реки, переработанного волнами. В результате этого в разное время при различных гидрометеорологических условиях сформировались три серии береговых валов, выполнивших долину р. Тураг-Гол. Русло последней меандрировало по межваловым понижениям по мере формирования новых валов, постепенно заполнявших долину. Предпоследняя и последняя (современная) серии валов формировались при несколько более высоких уровнях, поэтому ранняя серия валов затапливалась и постепенно заболачивалась. При стоянии низких уровней долина представляет собой хорошее пастбище [Рогозин, 1982]. Проведенные в истоке р. Эгин-Гол работы по регулированию стока р. Улэн-Сайр-Гол, по-видимому, обеспечат эти условия, что, в свою очередь, позволит сохранить пастбища.

На северном побережье залива возможны якорные стоянки, защищенные от ветров северных румбов, у восточного же берега



Р и с. 36. Схема побережья зал. Ихэ-Долбайн-Гол (*а* — доголоценовые озерно-речные песчаные отложения, *б* — вертикальный профиль по линии I — I).
Усл. обозн. см. на рис. 34.

залива возможны стоянки маломерных судов только при отсутствии волнения. Юго-восточный и южный берега не пригодны для стоянки любых судов даже при незначительном волнении.

Залив Ихэ-Долбайн-Гол. Северный берег зал. Ихэ-Долбайн-Гол (рис. 36) сложен прочными коренными породами. На южном берегу размывается предгорный шлейф, сложенный рыхло-крупнообломочным материалом. В процессе размыва при стоянии высоких уровней из крупнообломочного материала был вымыт мелкозем, образовалась естественная отмостка (самоотмостка), защищающая берег от дальнейшего размыва.

Восточный берег в центральной и северо-восточной частях залива соответственно аккумулятивного и абразионно-аккумулятивного типов. Абразионно-аккумулятивная часть берега представлена высоким песчаным абразионным уступом и прислоненным к нему галечно-валунным пляжем, на котором находятся погибшие лиственницы диаметром до 1 м. Раньше эти лиственницы росли у подножия абразионного уступа за пляжем полного профиля (береговым валом). При стоянии высоких уровней штормовые волны перехлестывают через гребень вала и перемещают (перемывают) его к подножию абразионного уступа. Последний размывается и отступает, в дальнейшем пляж становится прислоненным и естественным берегозащитным образованием, размыв абразионного уступа прекращается.

Аккумулятивная часть берега в центральной части залива сложена песчано-галечным пляжем полного профиля (береговым валом), вогнутым в сторону суши. Высота вала в августе 1979 г. составляла 1,2 м. За валом расположена мелкая узкая лагуна, вытянутая вдоль берегового вала, его лагунный (тыловой) склон осложнен конусами заплеска, возникшими при перехлестывании его гребня штормовыми волнами. Здесь, как и в предыдущем случае, при стоянии высоких уровней вал перемещался (перемывался) в сторону лагуны. Размыву подвергался и песчаный берег за лагуной. Следы абразии отмечаются на расстоянии до 170 м от современной береговой линии. При понижении уровня перехлестывание волн через вал прекратилось, прекратился и размыв берега за лагуной. В настоящее время по гребню берегового вала проходит автомобильная дорога, что понижает его высоту, а следовательно, и берегозащитные свойства при повышении уровня.

Подводный склон на этом участке песчаный, пологий с двумя-тремя подводными валами и другими формами подводного волнового рельефа. Возможна якорная стоянка, защищенная от ветров южных румбов. Маломерные суда могут приставать к берегу в северо-восточной и южной частях залива.

Побережье долины р. Ихэ-Долбайн-Гол (до речки, впадающей в нее с востока) — это слабонаклоненная в сторону моря равнина, сложенная озерно-речными песчаными наносами (см. рис. 36, *а*), подверженная активным эоловым воздействием. По поверхности равнины разбросаны небольшие возвышенности — ярки*, на которых растут лиственницы и другая растительность, способствующая аккумуляции песка. Последние в настоящее время активно развиваются, а лиственницы погибают. Особый интерес представляет группа песчаных дюн на восточном краю равнины, вытянутых по направлению преобладающих ветров. Северные склоны дюн покрыты лиственным лесом. Длина их достигает 500 м, а высота ~8 м. Высота гребней дюн над уров-

* Здесь и выше термин «ярки» заимствован из литературных источников о Байкале.

нем моря доходит до 25 м, что соответствует четвертому террасовому уровню, не обнаруженному в долинах рек Юго-Восточного Хубсугула [Золотарев, Кулаков, 1976]. Устье р. Ихэ-Долбайн-Гол, впадающей в залив, блокировано.

Залив Борцог-Гол. Побережье зал. Борцог-Гол, включая устьевой участок одноименной реки, сложено тремя сериями современных и древних береговых валов, сформированных из материала вдольберегового потоков наносов, емкость которых при разных уровнях была различной.

Современный береговой вал шириной 15—16 м сложен галечником и валунами высотой до 1 м в средней части и до 1,5 м к югу. В южном углу залива, как и в более северных заливах, волноприбойная деятельность наиболее сильная и потому высота вала здесь больше, а материал, слагающий его, крупнее.

Восточнее, в глубь суши, после межвалового понижения, затопляемого при высоких уровнях,— вторая серия валов такой же высоты, сформировавшаяся раньше и сейчас покрытая древесной растительностью. Диаметр отдельных лиственниц достигает 0,3 м.

Ближе к берегу расположена серия валов высотой 3 м, дистальные концы которых веерообразно расходятся, свидетельствуя об их формировании в условиях свободной акватории залива (эстуария), ранее глубоко вдававшегося в долину. Течение реки замедляет рост валов, размывая их дистальные концы. Сейчас между ними и противоположным берегом находится лагуна, созданная подпором блокированного устья, ширина ее ~150 м. Блокированное устье р. Борцог-Гол мигрирует. Время от времени поток наносов совсем перекрывает его, но река в юго-восточном углу залива прорывает вал в разных местах. Аналогичная картина наблюдается и в зал. Ихэ-Долбайн-Гол. В обоих заливах устья в юго-восточных углах временами блокируются потоками наносов одинакового направления.

Залив Алаг-Цар-Гол — самый южный из аналогичных по генезису заливов на восточном берегу Хубсугула. Здесь так же, как и в зал. Борцог-Гол, например, побережье сложено тремя сериями разновысотных и разновозрастных береговых валов. Современные береговые валы блокируют устье р. Алаг-Цар-Гол, отчленяя небольшую лагуну. Аналогичные, но более мелкие лагуны отделены узким валом северо-западней устья и косой северо-восточнее его. В устьевой части побережья бережнёе лагуны сформирована вторая серия береговых валов, более старых и более высоких, частично покрытых кустарниково-травянистой растительностью. За ними, еще бережнёе, также расположена вытянутая вдоль валов лагуна, частично заболоченная. За лагуной простирается третья, наиболее древняя и высокая серия валов, покрытая степной растительностью.

Последние две серии валов веерообразно расходятся, так как они формировались в условиях свободной акватории более обширного, чем сейчас, залива, аналогично тому, как это происходило в зал. Борцог-Гол. Все три серии валов формировались из материала вдольберегового потока наносов северо-западного направления.

Эпизодически здесь возникает очень слабый поток наносов северо-восточного направления. Выше по течению реки в 1,5 км от берега нечетко дешифрируются остатки более древних береговых валов, поросших мелким лесом.

Наличие лагун, представляющих собой межваловые понижения между сериями разновозрастных валов, мы объясняем ритмичностью колебаний уровня, а следовательно, и берегоформирующих процессов.

Зал. Алаг-Цар-Гол лучше защищен от штормовых ветров ограничивающими мысами и поэтому здесь нет высоких штормовых валов, которые наблюдались в заливах Тураг-Гол, Ихэ-Долбайн-Гол и Борцог-Гол. По той же причине подводные валы здесь нечетко выражены, а временами и вовсе отсутствуют.

Во всех заливах восточного побережья Хубсугула в сходных условиях из материала потоков наносов преимущественно северо-западного направления (кроме зал. Ханх, где перемещение наносов юго-восточного направления) сформированы три серии валов (I терраса). Серии валов разновысотные, ибо формировались при разных положениях уровня, обусловленных ритмичной сменой периодов увлажнения в голоцене.

Устье р. Алаг-Цар-Гол так же, как и устья других рек, впадающих в заливы, блокировано и отклонено в направлении перемещения потока наносов. Аналогичные отклонения устьев рек происходят и в заливах западного побережья, например в заливах Хотон и Мунараг (с севера и юга п-ова Долоон-Ула). Во время половодий устья могут прорываться в разных местах блокирующей косы (бара).

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ХУБСУГУЛА

Береговая зона Северного Хубсугула протяженностью ~20 км представлена береговыми формами рельефа, значительно отличающимися от байкальских. Берега Хубсугула расположены в области сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород [Гравис и др., 1974]. С плейстоцена этот район охвачен оледенением. У наиболее высоких горных вершин имеются незначительные очаги современного оледенения. Ледниковый рельеф и отложения в Северном Прихубсугулье развиты на площади ~17 000 км^2 [Кулаков, 1981]. Все это накладывает отпечаток на берегоформирующие процессы и на динамику берегов [Рогозин, 1983].

По морфологии, особенностям развития и динамике исследуемую береговую зону можно подразделить на четыре участка: устьевая область дельты р. Ихэ-Хороо-Гол, участок, расположенный севернее этой дельты с преимущественным распространени-

ем берегов абразионного типа, и устьевые участки дельт рек Чжиргаланту-Гол и Баян-Гол.

Дельта р. Ихэ-Хороо-Гол. Береговая зона дельты р. Ихэ-Хороо-Гол кроме экзарационного рельефа и прилегающих к ней с юга и севера участков также сложена ледниковыми отложениями. Аккумулятивный рельеф верхнечетвертичного оледенения образован остатками морен, сложенных аквагляциальными отложениями [Кулаков, 1981]. Озерный край дельты р. Ихэ-Хороо-Гол, особенно его юго-западная часть, формировался в однотипных зандровых отложениях, образующих пологоволнистую слабо наклоненную равнину. Берега в основном абразионные разновысотные, обусловленные волнистостью абрадируемого рельефа и наличием протоков и других положительных и отрицательных микроформ (рис. 37). В низких (высотой 0,2—0,3 м) абразионных уступах размывается слой торфа мощностью ~15 см, высотой приблизительно 1,2 м, на уступах дерново-почвенный слой мощностью 10—20 см. И торфяной, и дерново-почвенный слои в абразионных уступах покоятся на песчаной основе.

При размыве повышенных участков береговая линия ровная, низких — извилистая. Аналогичные фестонообразные очертания береговой линии возникают на участках, прилежащих к устьевым протокам (рукавам дельты), расположенным в 2 и 5—6 км к юго-западу от устья р. Ихэ-Хороо-Гол. При этом фестонообразные очертания приобретают и правые берега устьевых участков рек. Местами в 20—25 м от уреза прослеживается песчаный береговой вал высотой 0,1—0,2 и шириной 10—12 м, сформированный при высоком уровне. В таких местах слоем песка покрыта и полоса от уреза до вала. Особенно много песка, из которого в устьях были сформированы валы высокого уровня, на поверхности в приустьевых участках. На пляже и на мелководье в рифелях много черного песка.

На участке действующих магистрального и двух боковых водотоков берега биогенные, низкие, при высоком уровне заболоченные. Абразионный низкий уступ сложен рыхлообломочным материалом, покрывающим торфяной слой мощностью 10—15 см, который лежит на песчаном или песчано-галечном основании. На мелководном подводном склоне на расстоянии более 10 м от уреза еще сохранились остатки торфяного слоя (1977 г.).

На правом берегу магистрального водотока образован останец, похожий на косу-стрелку, сформировавшийся в результате абразии со стороны озера и реки, длиной 300 м, шириной 23 м в средней части и 45 м в дистальной. Высота абразионного уступа достигает 1 м. С 1947 по 1982 г. длина этого останца уменьшилась на 21 м, а ширина на 8 в средней и на 11 м в дистальной части. На дистальном конце останца постоянно (унаследованно) формируются косы, со стороны реки петлевидная, а со стороны озера — свободная (см. рис. 37, *а*).

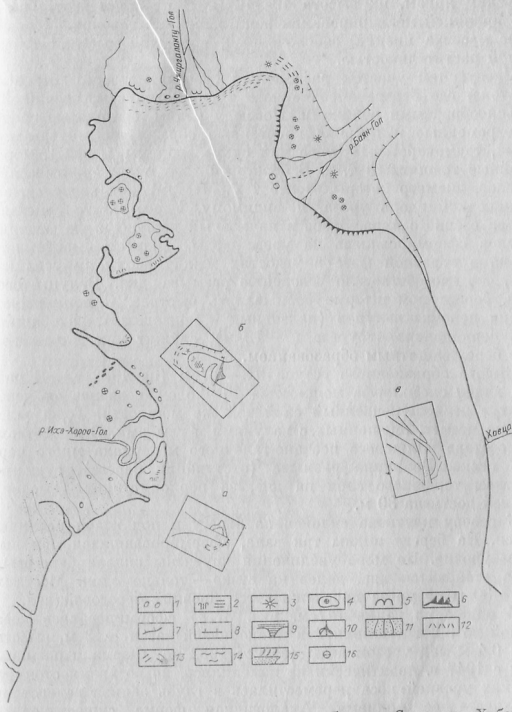


Рис. 37. Схема морфологии и динамики берегов Северного Хубсугула (*а* — форма, похожая на косу-стрелку, *б* — аккумулятивные и криогенные формы в заливе, *в* — устье р. Хавцал-Гол).

1 — эрратические валуны; *2* — водная растительность на болоте; *3* — бугры пучения (гидролакколиты); *4* — территории, пораженные термопросадками; *5* — пляжевые фестоны; *6* — абразионный уступ, активный; *7* — крутой склон; *8* — уступ в теле первичного конуса выноса; *9* — подводный профиль; *10* — водотоки на вторичном (вложенном) конусе выноса; *11* — водотоки временные или их следы на зандровом поле; *12* — отмостки; *13*, *14* — древние береговые (*13*) и подводные (*14*) валы; *15* — фронты рефрагированных волн; *16* — подводные ямы.

При колебаниях уровня и изменения направления волнения косы размываются и появляются вновь.

Между магистральным и первым к северу водотоком р. Ихэ-Хороо-Гол расположен массив песчаных форм, аналогичных бай-

кальским яркам, их высота 10—12 м. В прошлом этот массив был причиной меандрирования реки в нижнем течении. Морской берег массива низкий, заболоченный, поросший высокой травянистой растительностью.

Следующий участок расположен севернее второго бокового водотока, где берега абразионного типа извилисты, осложнены каньонообразными долинами. Повсюду видны ледниковые гряды и современные и древние криогенные образования: бугры пучения, термокарстовые озера или сухие впадины (аласы), морозобойные трещины и т. д. В береговой зоне много эрратических валунов, диаметр которых более 1 м. Местами они располагаются цепочкой вдоль уреза, по-видимому, в результате действия напора озерного льда. Здесь в начальный период, когда цепочка валунов сформировалась на урезе воды, скорость прибойного потока в обратной фазе в узкостях между валунами усиливалась, что способствовало ускорению размыва дна. Валуны оседали, берега при шторме размывались быстрее. С понижением уровня цепочка валунов (надводных и подводных), находящаяся теперь далеко от уреза (7—12 м), служит уже в какой-то мере берегозащитным образованием.

Высота абразионного уступа 0,3—0,7 м (на 1982 г.). В разрезе виден слой торфа мощностью 20—25 см, севернее он переходит в дерново-почвенный слой той же мощности. Торф залегает на песках, смешанных с валунами и глыбами. В вещественном составе пляжевого песчано-галечного материала много черного песка. Величина размыва (отступания берега), судя по остаткам торфяного слоя на дне, за период стояния высоких уровней достигла 30 м.

К северу крутизна склонов на берегу и под водой увеличивается. На берегу видны три вала, сформировавшихся при высоком уровне. По мере увеличения крутизны склона береговых валов становится два, далее на север — только один. Местами в 25—30 м от уреза прослеживается древний береговой вал.

В одном из заливов (см. рис. 37, *б*) сформировалась коса длиной до 50 м и шириной в прикорневой части ~13 м, высота косы 0,4 м над урезом воды (август 1982 г.). Форма и размеры косы с 1947 г. практически не изменились, но во время стояния высоких уровней коса переместилась в глубь залива вследствие перехлеста ее волнами. Аналогичная форма существует в зал. Усть-Анга на Байкале, которая не подвергается волновым воздействиям, так как отделена от устья залива серией подводных валов. При высоком уровне она затапливается.

В вершине Хубсугульского залива (см. рис. 36, *б*) на суше находятся два древних валунно-глыбовых вала. Здесь же обнаружены бугры пучения, морозобойные трещины, просадочные западины, окаймленные валунно-глыбовым материалом (пинго провальное). Один из крупных бугров пучения (гидролакколит забайкальский) имеет высоту 3,5 м и диаметр ~20 м.

На мысах сформировались валунно-глыбовые валы в виде самоотмосток, которые в настоящее время представляют собой

природные берегозащитные образования. В заливах берега низкие, биогенные, на всем побережье участка распространены ледниковые формы и современные проявления криогенных процессов или их следы. Именно этим и определяются здесь сильно извилистые очертания береговой линии. Последнее, в частности, объясняет причину извилистого очертания береговой линии, повторяющей контуры криогенных провальных образований (аласов), в настоящее время представляющих собой заливы. Аласы неправильных очертаний широко распространены здесь на всем побережье, их днища заняты остаточными озерами или сухими впадинами. Площадь аласов измеряется сотнями и тысячами квадратных метров, размеры остаточных озер — от десятков до сотен квадратных метров.

Дельта р. Чжиргаланту-Гол. Берега дельты р. Чжиргаланту-Гол сформировались в условиях дельты выполнения, сходных с дельтой рек Верх. Ангара и Кичера на Байкале. В отличие от последней, дельта р. Чжиргаланту-Гол выполнялась сначала ледниковыми отложениями, а позже и речными наносами. Собственно береговые формы сложены речными наносами.

Рассматриваемую береговую зону по особенностям строения и развития береговых форм рельефа можно подразделить на зоны береговых форм, подводных валов, береговые бары и т. д.

Зона береговых форм рельефа, расположенных между западным и восточными протоками, окаймляющими дельту. В их образовании участвовали морские (озерные) и речные факторы. В формировании зон берегового рельефа, расположенных восточнее и западнее протоков дельты, основное место принадлежит морским факторам. Эти формы заметно осложнены криогенными проявлениями.

Зона подводных валов окаймляет все упомянутые зоны. Она выделена вследствие широкого распространения подводных валов, что не наблюдается в других районах Хубсугула и не отмечено на Байкале. Зона подводных валов на западе выклинивается, а на востоке прерывается подводным каньоном, разделяющим дельтовые участки рек Чжиргаланту-Гол и Баян-Гол и являющимся природной границей берегоформирующих процессов [Рогозин, Якимов, 1983].

Основные формы берегового рельефа, окаймляющие дельту,— береговые валы или бары. В районе устья р. Чжиргаланту-Гол береговой вал сложен слабоокатанным речным галечником и песком. Вал почти плоский, высотой 0,5—1 и шириной 10—20 м во время продолжительного шторма, когда формируется максимальный ветроволновой нагон. Волны, многократно разрушаясь на широком (около 500 м) поле подводных валов, подходят к берегу ослабленными, выплескиваясь на берег широким прибойным потоком.

В теле берегового вала, в приурезовой полосе встречаются, по-видимому, эрратические валуны и глыбы. Вал покоится на торфяной подушке мощностью ~30 см, которая раньше была

подвержена абразии, но в некоторых местах наиболее мощные ее слои и сейчас абрадируются, находясь под пляжевыми наносами. Очертания абразионного уступа фестонообразные. Длина таких участков 2—10 м, на мелководном дне сохранились полосы неразмытого торфа. Судя по их отстоянию от берега, последний отступил более чем на 20 м (1982 г.).

Как на предыдущем, так и на других участках, где береговой вал сместился в отчлененную им лагуну, иногда заболоченную, абразии подвергается лагунное торфяное дно. Аналогичное явление мы отмечали на Байкале в период стояния высоких уровней. Вал описанного строения простирается к западу на 600—700 м, до лагуны, образованной временным водотоком, возникшим от таяния льда из серии бугров пучения, аналогично водотоку из ярков на Байкале. Западнее за лагуной наблюдаются мерзлотные формы: ямы (впадины), борозды протаивания и др.

Еще западнее расположены уже два береговых вала, сформированных при разных уровнях. Здесь чем западнее, тем больше ощущается элемент выклинивания серии подводных валов и заметнее становятся следы волноприбойной деятельности, ибо волны с большей энергией подходят к берегу.

Первый вал (пляж полного профиля), собственно берег, в августе 1982 г. продолжал формироваться. Второй вал, находящийся в нескольких метрах от первого, образован при более высоком уровне. Оба вала также покоятся на торфяной подушке, подверженной абразии. Западная зона отличается распространением фестонообразных береговых форм, вероятно, это гигантские фестоны [Шепард, 1976], частота которых 85—180 м. Бережнёе расположена низменная, заболоченная полоса со следами старых береговых валов, еще бережнёе, в 7—8 м — древняя береговая линия, представленная серией песчаных ярков, поросших кустарниковой растительностью. Линия этих ярков также фестонообразна. По-видимому, фестонообразное формирование береговой линии здесь унаследованное.

Восточная зона за протоками дельты начинается с короткого участка фестонообразных форм с частотой 85—185 м, аналогичных формам западного участка. Восточнее вдоль низкого заболоченного берега простирается береговой вал, сформированный при высоком уровне. Высота его до 0,5, ширина 3—5 м. Современный вал прерывистый, на большом протяжении участка берега его вообще нет, так как этот участок весьма пологий как в надводной, так и в подводной частях и трансформированные волны не оказывают здесь значительного влияния. Хорошо развитая болотная растительность гасит уже ослабленные на мелководье волны. Этот участок берега можно отнести к биогенным.

Самая восточная часть зоны сложена серией древних береговых валов, разновысотных вследствие ритмических колебаний уровенного режима, аналогично тем, что на м. Марани-Нур. Повсюду на поле валов (заболоченном, 1982 г.) распространены кочки — признаки мерзлоты. Здесь же наблюдается бугор пучения (гидролакколит) диаметром ~60 м, поднявшийся из слоя торфа мощностью 0,4 м. Видимая (надводная) мощность ледяного ядра бугра ~1 м. Юго-восточная часть зоны представлена дельтой р. Баян-Гол, развивающейся на аллювиально-пролювиальном конусе выноса, также осложненном буграми пучения и аласами (см. рис. 37).

Береговые формы здесь представлены абразионными уступами с севера и юга, в средней части конуса — вложенный конус выноса, собственно дельтовое образование, окаймленное прерывистым береговым валом. Прерывистым потому, что устья водотоков дельты мигрируют при обследовании дна мелководья. На аванделъте, на подводной части конуса выноса установлены выходы газов, которые вырабатывают воронки диаметром более 1 и глубиной до 0,5 м. По пузырькам газа, выходящим со дна, аналогичные воронки нами обнаружены на озерах Кулинда и Фролиха. Выходы газов, возможно, связаны с подземными водами, они хорошо дешифрируются на зимних аэроснимках по изображениям многолучевых звездочек на поверхности льда. Эти фигуры с округлым центром диаметром до 10 м, от которого радиально расходятся несколько лучей длиной до 30 м. Наличие этих образований на озерах Фролиха и Кулинда связывается с разломными неотектоническими проявлениями, что согласуется с предшествующими сейсмогеологическими исследованиями.

Зона (серия) подводных валов, строго параллельных, шириной 300—400 м и длиной 3,7 км, очень четко повторяет изгибы береговой линии, что отмечено нами только на Хубсугуле.

Полоса валов дешифрируется на аэро- и космических снимках, но плохо обозначается на эхограммах из-за их пологости и небольшой высоты: 10—20 см. Четким дешифровочным признаком здесь служат межваловые понижения, заполненные черным песком.

НЕОТЕКТОНИКА И ФОРМИРОВАНИЕ БЕРЕГОВ ХУБСУГУЛА

Смена неотектонического режима в голоцене обусловила также изменения взаимного положения уровня воды с некоторыми участками береговой линии Хубсугула. На локальных участках в формировании рельефа береговой зоны озера так же, как и на Байкале в Чивыркуйском заливе [Рогозин, 1977], основную роль играли неотектонические процессы.

Восточные и северо-западные берега в районе п-ова Долоон-Ула формировались в сложных в неотектоническом отношении условиях. Например, анализируя положение и вертикальные профили 34 и 34а на участках, прилежащих к двум долинам, расположенным в 2 и 3 км восточнее м. Мэргений-Удзур (рис. 38, показан стрелкой), а также данные эхолотных промеров на этих участках, можно предположить, что серия валов

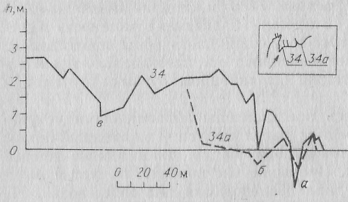


Рис. 38. Профиль через серии береговых валов, искаженный неотектоническими смещениями в районе Мэргений-Удзур. На врезке — местоположение валов. Пояснения см. в тексте.

(см. рис. 38, профиль 34) формировалась в условиях вертикальных смещений суши. Здесь речка вытекает из озера, отчлененного сериями валов, приподнятых до 3 м над его уровнем, в разное время блокировавших устье. Речка прорывала валы в разных местах по мере повышения суши, и потому ее русло извилистое, в некоторых местах она течет почти поперек основного направления течения по межваловым понижениям. Над- и подводная (каньонообразная) части долины около профиля 34а представляют собой результат тектонического разлома. На м. Мэргений-Удзур, глубоко вдающимся в море, западная его часть представляет собой аккумулятивный выступ, сложенный серией береговых валов. Анализ профиля через нее свидетельствует о том, что формирование валов происходит в условиях опускания суши на фоне ритмических колебаний уровня. Особо отметим, что здесь на участке побережья протяженностью в несколько километров мы замечаем и поднятия, и опускания, происходившие совсем недавно. Чередование опусканий и поднятий на небольшом расстоянии аналогично району Чивыркуйского залива на Байкале, где также отмечены так называемые клавишные вертикальные деформации земной коры [Ламакин, 1968].

Обращает на себя внимание то, что описанное явление и на Хубсугуле, и на Байкале наблюдается в схожих орографических условиях. Оба участка расположены в заливах, отчлененных от основной акватории горстоподобными полуостровами. В обоих заливах рельеф дна отличается своеобразием и, по-видимому, на Хубсугуле, так же как и на Байкале в Чивыркуйском заливе, его формированию способствовали локальные процессы, не присущие другим берегам Байкала [Флоренсов, 1964].

ВЛИЯНИЕ МЕРЗЛОТЫ НА ДИНАМИКУ БЕРЕГОВ ХУБСУГУЛА

Оз. Хубсугул расположено в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Это обстоятельство накладывает глубокий отпечаток на динамику его берегов.

Наличие многолетнемерзлых горных пород обусловливает развитие в побережной зоне солифлюкции, пучения грунтов, термопросадки. Важное рельефообразующее значение имеет озерный лед, движение которого способствует сильной деформации берегов [Зенкович, 1962; Каплин, 1971; Орвику, 1971; Сафьянов, 1978; Арэ, 1980; Новиков, 1982; Чувардинский, 1985].

Впервые данные о деформациях берега, обусловленные криогенными факторами, нами были обнаружены на м. Боян-Гол, где на бровке абразионного уступа образовался вдольбереговой вал высотой до 0,5 м, сложенный из материала абразионного уступа, не подверженный волновым воздействиям, о чем свидетельствует вал, не подвергшийся волновой обработке, сложенный песчано-галечным материалом с обильным включением гумусированных пылевато-глинистых фракций, которых не может быть в волноприбойных береговых валах. Они при волновой обработке вымываются и уносятся вдольбереговыми течениями. Мы полагаем, что это произошло в результате выпирания льда на сушу, аналогично описанному Г. Б. Пальшиным [1955], случившемуся на Байкале. В одном случае в результате выпирания льда * последний завалил железнодорожное полотно. В другом — в результате аналогичного явления лед выбросил на берег крупный корабль и уничтожил часть мола.

Несколько позднее мы обнаружили в районе берегов оз. Онголок-Нур формы, похожие на бугры пучения. На невысокой бровке задернованного берегового уступа они в виде цепочки (вала) просматриваются вдоль берега на расстояние 100—150 м. Высота их 0,8—1,2 м, ширина у основания 1,5—2 м. Похожие пучинные образования отметил Г. Ф. Гравис [1971] в бассейне р. Мурэн. Но, по нашему мнению, это тоже результат выпирания льда на почвенный слой, развивающийся на песчано-галечных отложениях, ставший к тому времени границей его оттаивания. Совпадение повышенного уровня этой границы с явлением выпирания льда привело к образованию необычных форм микрорельефа. Здесь же на оз. Онголок-Нур мы зафиксировали береговые валы, сложенные пляжевой галькой вместе с рыхлым торфяно-почвенным материалом абразионного уступа. Крутизна морского склона этого вала 75°. Большая крутизна мористого склона вала и наличие в его теле торфяного материала свидетельствуют о выпирании его льдом (рис. 39). Аналогичные явления отмечены и в береговой зоне Байкала на озерах Бормашевом, Диком, Слюдянском.

Солифлюкционные процессы развиты в основном на береговых склонах, сложенных суглинистыми и щебнисто-суглинистыми отложениями. Эти отложения мощностью 3—5 м имеют крупные линзовидные и корковые криотекстуры. Глубина их сезонного протаивания не превышает 1,8 м [Заболотник, 1971]. Повсеме-

* А. Л. Уошборн [1988] назвал эти формы валами напора озерного льда.

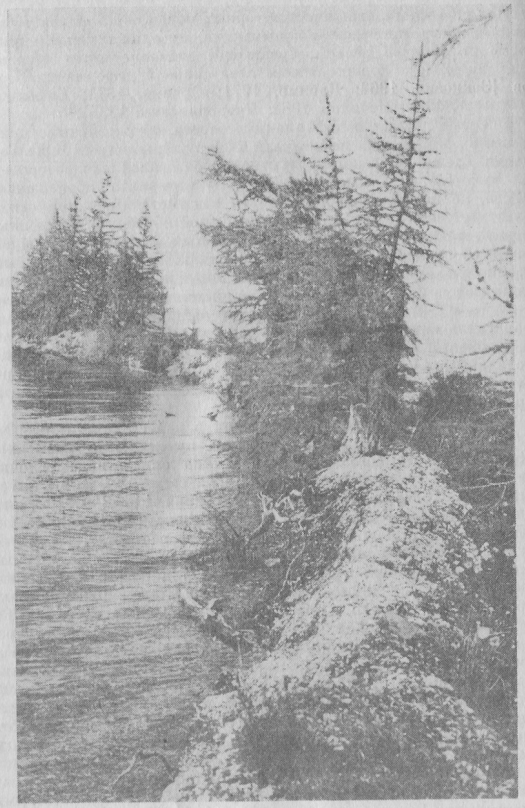


Рис. 39. Береговой вал, сформированный в результате напора льда (оз. Онголог-Нур).

стно на таких склонах наблюдается медленное течение грунта в слое сезонного протаивания. Об этом свидетельствуют изогнутые (саблевидные) и разорванные у комля деревья. Переработка

таких берегов при неизменном уровне воды происходит в основном абразией. Поступающий сверху суглинистый материал перемывается, деревья подмываются и падают в воду.

При повышении уровня воды в озере часть берегового склона оказывается затопленной и рыхлые отложения протаивают на большую глубину. Вытаивание текстурообразующего льда приводит к значительной просадке почвенно-дернового слоя.

В одном-двух километрах южнее м. Марани-Нур расположен древний оползневой (солифлюкционный) участок. При повышении уровня здесь размывается древнее оползневое тело, сложенное суглинистым материалом, в который вкраплены мелкие шлифы льда. Процесс размыва очень активен, происходит оседание дерново-почвенного покрова в результате быстрого вымывания из-под него суглинистого, напитанного льдистыми вкраплениями грунта. Бровка абразионного уступа с момента подъема уровня на этом участке отступает не менее чем на 15 м. Впрочем, интенсивному размыву здесь способствуют и особенности очертаний берегов на соседних участках.

В небольшом заливе в 12 км севернее р. Алаг-Цар-Гол расположен участок катастрофического размыва берега. Здесь на протяжении почти 1 км бровка берегового уступа, заросшая лиственницами, отступила на 10—15 м. Весь берег был завален упавшими лиственницами.

Падение деревьев произошло в период подъема уровня и достижения им границы деятельного слоя, где корни лиственниц распластываются. Во время штормов, сила которых в этом районе не уступает байкальской Сарме, происходит подмывание корней деревьев и они падают на берег (см. рис. 24).

Пока отмечено несколько локальных участков, где мерзлота играет большую роль в переформировании берегов. При сочетании определенных условий это приводит к их катастрофическим деформациям. Выявление таких участков — задача весьма актуальная при освоении берегов оз. Хубсугул [Рогозин и др., 1979].

Более заметное влияние мерзлотные процессы оказывают на формирование берегов Северного Хубсугула, в районе распространения ледниковых отложений. Здесь наблюдаются остатки морен, бугры пучения, термокарстовые просадки, в частности аласы, на днищах которых много мелких термокарстовых озер или их осушенных следов. Местами контуры затопленных аласов контролируют очертания береговой линии. Поскольку ведущим фактором в развитии береговой зоны является волнение, по-видимому, следует оценить его влияние во взаимодействии с сушей в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород в условиях резко континентального климата. Если в теплое время, когда происходит таяние горных пород в береговых уступах, наличие мерзлоты увеличивает интенсивность их размыва, то с наступлением холодов на Хубсугуле, так же как и на Байкале, образуются сокуи, т. е. происходит криогенная цементация пляжей и абразионных уступов, несколько позже образуются при-

пан. И то, и другое защищает берега от абразии [Каплин, 1971; Морская геоморфология, 1980]. При дальнейшем похолодании абразионные уступы и пляжи приобретают устойчивость скальных пород [Арэ, 1980].

Более шести месяцев в году Хубсугул находится подо льдом. Абразионно-аккумулятивные процессы в это время прекращаются, снижаются суммарный литодинамический эффект волнения и скорость развития берегов [Новиков, 1982]. На этой основе возникло понятие динамического возраста береговой зоны водоема [Сафьянов, 1978].

По данным Ф. Н. Лещикова и М. Б. Шульгина [1988], в условиях климата Сибири на ангарских водохранилищах грунты находятся в мерзлом состоянии до 7 мес в году. На Хубсугуле уже в конце августа — начале сентября пляжи промерзают и образуются сокуи. Вскрывается озеро от льда в конце мая — первой половине июня [Батсух и др., 1976]. Таким образом, береговая зона Хубсугула более 8 мес в году не подвергается волновым воздействиям, что почти в 2 раза больше, чем на Байкале. Отсюда следует, что с учетом длительности формирования (послеголоценового климатического оптимума) и коэффициента динамического возраста [Сафьянов, 1978] современная береговая зона Хубсугула «моложе», чем на Байкале.

Глава 4

БЕРЕГОВЫЕ ДУГИ БАЙКАЛА И ХУБСУГУЛА

Береговыми дугами принято называть вогнутости береговой линии — открытые бухты с отношением глубины вреза к расстоянию между ограничивающими (опорными) мысами меньше единицы. Синонимы: лукоморья, излучины, пазухи берега [Морская геоморфология..., 1980]. По динамическим и другим признакам В. П. Зенкович и Б. А. Попов отличают береговые дуги от бухт или заливов, подразделяют их на асимметричные и симметричные. Последние могут иметь вид дуги, параболы или окружности в зависимости от условий формирования: величины и глубины водоема, а следовательно, и волновых параметров, и морфологии подводного склона, что обусловливает величину выступления в море опорных мысов и расстояние между ними. В зависимости от этого береговые дуги могут быть внутренними, формирующимися преимущественно у отмелых берегов, и внешними, образующимися у приглубых берегов, соответственно под воздействием волн разной крутизны. «Обычно внешние дуги охватывают значительные участки акватории и их опорные мысы выступают далеко, а внутренние располагаются по их периметру

в сравнительно узкой прибрежной полосе» [Морская геоморфология, 1980, с. 22].

Процесс формирования береговых дуг, в частности слабовогнутых, еще недостаточно изучен [Попов, 1965]. Наиболее достоверно этот процесс описал В. П. Зенкович [1962]. Основными факторами, способствующими возникновению береговых дуг, он считает различную прочность (размываемость) горных пород, слагающих берег, и его разновысотность на различных участках, особенности гидролитодинамических условий, в частности рефракцию волн* и размах миграций наносов. Все это обусловливает селективный характер абразии, что приводит на отдельных участках берега к формированию серии береговых дуг. Иногда береговые дуги образуются вследствие выполнения или отчленения бухт, в результате чего формируются аккумулятивные террасы или пересыпи, имеющие очертания и параметры аккумулятивных береговых дуг. На связь плановых очертаний (контура) береговой линии с геологической структурой абрадируемого берега указывают также Е. Н. Невесский [1957], П. А. Каплин [1973], О. К. Леонтьев и соавторы [1975], в отношении берегов Байкала и Хубсугула есть материалы у Н. А. Флоренсова [1964, 1968], А. А. Рогозина [1980, 1982] и др.

В настоящее время установлено, что извилистая в плане береговая линия, представляющая собой серию береговых дуг, способна наиболее активно противостоять абразии. Участки берега значительной протяженности, представляющие собой в стадии зрелости серию различных по размерам и очертаниям аккумулятивных дуг, равновесны [Зенкович, 1962; Попов, 1965, 1966; Леонтьев и др., 1975; Сокольников, 1976; и др.]. По-видимому, такая равновесная форма береговой линии образуется при любых первоначальных очертаниях берега и является наиболее устойчивой [Попов, 1965]. Широкое распространение таких форм в природе свидетельствует о том, что образование их закономерно. Возможно, что очертания и степень распространения дуг указывают на стадию зрелости берегов. Мы полагаем, что это касается берегов Байкала и Хубсугула — озер рифтового генезиса. На Байкале береговые дуги распространены значительно шире, чем на Хубсугуле, и степень их развития значительнее, чем там. Берегоукрепительные сооружения дугообразных очертаний лучше противостоят волноприбойной деятельности [Егоров, 1957].

Все упомянутые выше положения легли в основу инженерной морфодинамики.

Исследования береговых дуг в целях их использования для освоения, особенно рекреационного, весьма актуальны. Уже сейчас в бухте (береговой дуге) Песчаной, известной своими прекрасными рекреационными условиями, расположена туристическая база.

---

* При формировании сильновогнутых дуг процессу рефракции принадлежит значительно меньшая роль [Попов, 1965, 1966].

При ландшафтно-климатическом районировании береговой зоны Байкала для различных видов рекреационного освоения береговые дуги и заливы представляют особый интерес. По Н. П. Ладейщикову [1969, 1971, 1974], это орографически обособленные участки берега со скальными обнажениями, экранирующими тепло, создающими важный для Байкала защитный эффект, корригирующий дискомфортное воздействие ветра.

Все изложенное выше еще в большей мере относится к Хубсугулу, так как берега там менее исследованы и практически не подвергались антропогенному воздействию. Опыт эксплуатации берегов Байкала во многом может облегчить освоение берегов Хубсугула, где протекают аналогичные берегоформирующие процессы [Рогозин, 1980, 1982]. В ходе исследования береговых дуг, так же как и других форм берегового рельефа, мы непременно используем аэро- и космические фотоматериалы. Когда аэро- и космические съемки проводятся периодически, появляется возможность следить за развитием (динамикой) береговых или других природных процессов более достоверно и эффективно при помощи аэрокосмического мониторинга [Рогозин, 1985; Рогозин, Якимов, 1985].

На Байкале дуги сформировались на участках с особыми геоморфологическими и физико-геологическими условиями, проявление которых было в значительной степени локальным и несколько иным, чем на остальной, большей части периметра Байкала. Эти условия имеют место в районах Среднего и Северного Байкала на участках, прилегающих к бух. Песчаной, в районах Малого Моря, бух. Богучанской и Чивыркуйского залива [Флоренсов, 1964]. К аналогичным участкам мы относим районы, прилегающие к мысам Бакланьему, Тонкому и Бученкова на восточном берегу Байкала.

Аналогичные условия способствовали образованию дуг и на Хубсугуле. Особое место там занимают дуги, представляющие собой аккумулятивные формы в виде баров или серий береговых валов, сформировавшихся в дельтовых участках береговых зон Байкала и Хубсугула. Это описанный выше бар Остров Ярки в северной оконечности Байкала и зал. Ханх на северо-восточном берегу Хубсугула. И на Байкале, и на Хубсугуле небольшие дуги встречаются в самых неожиданных местах, но здесь мы рассмотрим участки берегов, где эти формы наиболее распространены и представляют собой серии береговых аккумулятивных дуг.

У аккумулятивных берегов — особая роль, ибо они — чуткие индикаторы современной динамики и истории развития берегов других типов [Ионин, 1961]. На Байкале — 23 %, на Хубсугуле — 6 % таких берегов, т. е. практически столько же, сколько и на других морях в стабильных областях высоких и умеренных высот России [Соловьева, 1982]. Следует принять во внимание, что берега Байкала и Хубсугула — берега рифтовых озер и, следовательно, находятся в активном неотектоническом режиме. Это

обусловливает наличие участков берегов в областях поднятия или опускания [Верещагин, 1937; Думитрашко, 1939, 1952; Ладохин, 1960; Пальшин, 1955; Логачев, 1974; Милановский, 1976; и др.].

На Хубсугуле аккумулятивных берегов почти в 4 раза меньше. Это, по нашему мнению, связано с меньшим динамическим возрастом его береговой зоны [Сафьянов, 1978].

Береговой рельеф упомянутых выше участков, по Н. А. Флоренсову [1964, с. 125], «...отличается прежде всего сложностью очертаний береговой линии, извилины которой образуют то глубокие узкие, то слабоизогнутые открытые бухты и заливы и соответственно короткие или далеко выступающие скалистые мысы...» (опорные мысы, по В. П. Зенковичу [1962], О. К. Леонтьеву и др. [1975]; Б. А. Попову [1965, 1966]; и др.).

Проявление неотектоники на локальных участках береговой зоны Байкала и Хубсугула отмечено выше. Что до берегов, медленно поднимающихся или опускающихся на значительном протяжении (что установлено по положению древнего и современного уровней, выявленных по морфологическим признакам), то, по нашему мнению, это результат ритмических колебаний уровня на фоне голоценовой трансгрессии [Пинегин, 1989; Рогозин, 1989].

Наиболее репрезентативным участком распространения береговых дуг на Байкале представляется побережье, примыкающее к бух. Песчаной на западном берегу Байкала.

БЕРЕГОВЫЕ ДУГИ БАЙКАЛА

Бухта Песчаная и окрестности

Об особенностях этого района хорошо сказано у Н. А. Флоренсова [1964, с. 127—128]: «...невозможно пройти мимо таких своеобразных береговых ландшафтов, не пытаясь дать им разумного объяснения, не выявив причин их замечательной общности», и далее там же: «Наши поиски в этом направлении начались в

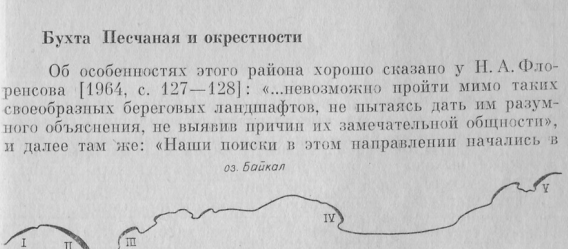


Рис. 40. Береговые аккумулятивные дуги (бухты) окрестностей дуги (бухты) Песчаной. Здесь и далее пояснение (в скобках) мы даем потому, что исследуемые формы с точки зрения морской геоморфологии представляют собой береговые аккумулятивные дуги. Вместе с тем они же на картах обозначены как бухты.

Бухты: *I* — Академическая, *II* — Песчаная, *III* — Бабушка, *IV* — Сенная, *V* — Сухая (Дедушка).

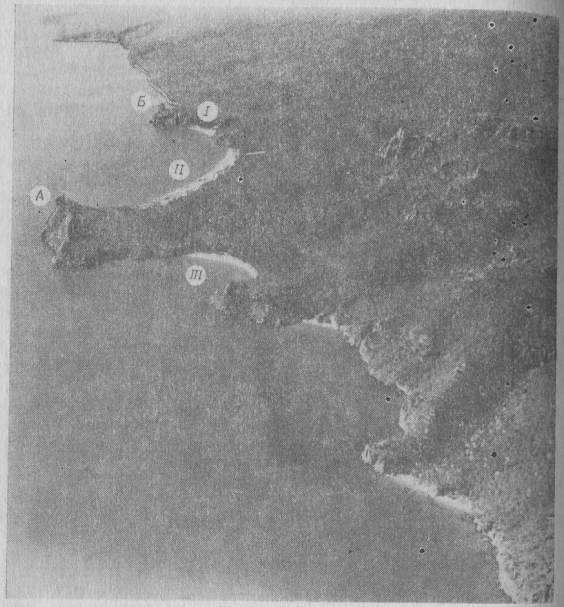


Рис. 41. Бух. Песчаная и ее окрестности.
А, Б — мысы Бол. и Мал. Колокольни.
Усл. обозн. см. на рис. 40.

1960 г. с бухты Песчаной... Повсюду видны большие или малые коренные выходы крупнозернистых порфировидных гранитов протерозойского возраста. Собственно губа (бухта) Песчаная представляет собой небольшую полуокруглую выемку берега, обставленную гранитными утесами», т. е., по В. П. Зенковичу [1962; Морская геоморфология, 1980], опорными мысами.

Здесь мы представляем только новые, по нашему мнению, данные, полученные с помощью аэрометодов, включая и необходимые наземные работы.

Бух. Песчаная и ее окрестности — это серия береговых дуг различной степени развития (рис. 40, 41). Наиболее представительная в этой серии дуг бух. Песчаная. Она заключена между опорными мысами Бол. и Мал. Колокольни (рис. 42).

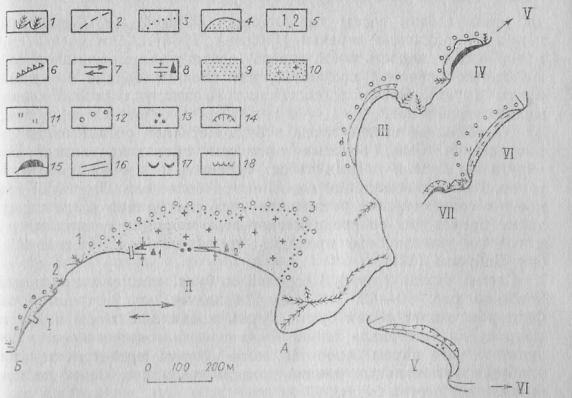


Рис. 42. Схема береговых дуг (бухт) в окрестностях бух. Песчаной.
А, Б — опорные мысы бух. Песчаной. *1 — III* — см. рис. 40; *IV* — дуга (бухта) без названия; *V* — бух. Сенная; *VI* — бух. Сухая (Дедушка); *VII* — то же, что и *IV*. *1* — скалы; *2* — береговые валы; *3* — граница песчаного склона; *4* — граница заплеска волн при высоком уровне; *5* — скалистые мысы-непропуски наносов при высоком уровне; *6* — клиф отмерший; *7* — направление вдольбереговых потоков наносов (длина стрелки указывает на относительную мощность потока); *8* — величина заполнения входящего угла у пирсов или других непропусков наносов (*1* — около 7,0 м на 28.08.1984 г.; *2* — около 1,0 м на 28.08.1984 г. Величина изменяется в зависимости от длительности воздействия волн того или иного направления); *9* — песок мелкозернистый; *10* — песок крупнозернистый с более крупными включениями; *11* — луг, при высоком уровне заболоченный; *12* — опушка леса; *13* — камни; *14* — оползни; *15* — береговые аккумулятивные дуги; *16* — дорога; *17* — эоловые образования; *18* — пляжевые фестоны.

Несмотря на генетическое единство и морфологическую общность дугу (бухту) Песчаную следует считать двумя дугами: бух. Песчаная — дуга между опорными мысами А и бух. Академическая — дуга между опорными мысами Б (см. рис. 42). Более того, при наиболее активных направлениях волнения в собственно бух. Песчаной и в бух. Академической степень рефракции волн различна. Берега бух. Академической значительно более подвержены действию рефрагированных волн противоположных направлений. В бух. Песчаную волны юго-западного направления (Култука) приходят уже более ослабленными, а энергию волн северо-восточного направления (Верховика) почти полностью гасит м. Бол. Колокольня. При штормовых северо- или юго-западных ветрах здесь возникают рефрагированные волны, достигающие в среднем 1 м высоты. В настоящее время береговые дуги I и II (см. рис. 42) равновесны. Колебания уровня (сезонные, циклические и др.) не нарушают их очертаний.

Определенную роль в развитии склона бух. Песчаной играют эоловые процессы. До функционирования турбазы на склоне бух-

ты произрастали сосны на высоких (более 2 м) обнаженных корнях — ходульные деревья [Галазий, 1984]. Если учесть снос материала и скорость роста дерева (сосны), то по весьма приблизительным расчетам получится, что снос материала со склона бухты (дуги) Песчаной составляет величину порядка единиц миллиметров в год.

В настоящее время, когда в бух. Песчаной организована туристическая база, эоловые процессы активизировались. Вся округа вытоптана ногами тысяч туристов, а кое-где работал и топор. При сопоставлении аэроснимков более чем 20-летней давности с современными установлено, что наступание песка внутрь тайги происходит со средней скоростью порядка единиц метров в год на участке, где проходит тропа из бух. Песчаной в бух. Бабушка (III).

Схемы бухты (дуги) Песчаной и бухт, прилежащих к ней, даны на рис. 40—42. Из рис. 42 следует, что антропогенный фактор изменяет облик бухты. Здесь появились пирсы и другие непропуски материала вдоль берегового потока наносов, в результате чего пирсы заносятся, хотя и очень медленно, так как «работают» локальные потоки наносов, размах которых не превышает периметра бухты.

Особо отметим, что в осенний период (в октябре) в бухтах (дугах) заплесковая зона пляжа промерзает и становится устойчивой к размыву. Позже в этой зоне появляются сокуи (местное название участков берегов, где заплесковая полоса покрывается коркой льда), которые также препятствуют размыву, а следовательно, и поступлению материала питания во вдольбереговой поток наносов.

В периоды стояния высоких уровней (1971—1973 гг.) граница заплеска волн была более чем на 3 м выше и распространялась на 30 м бережнёе.

Несколько слов о береговой дуге района пос. Бол. Коты. Это своеобразная дуга (залив), очертания которой осложнены не только устьями речек Бол. и Мал. Котинка, но и в значительной мере техногенной деятельностью. Три пирса нарушают естественное перемещение вдольбереговых наносов. Раньше здесь работала драга, но последствия ее работы остались в виде некоторого искажения естественных очертаний береговой линии и образования небольших кос. Устья речек, как правило, блокированы, что указывает на наличие значительного вдольберегового потока наносов, состоящего из материала твердого стока речек Бол. и Мал. Котинки. Устье рч. Бол. Котинка мигрирует, а при обильном дожде возможны случаи, когда оно распадается на несколько рукавов.

Микрокоса, сформировавшаяся севернее устья рч. Мал. Котинка, образовалась в результате работы драги, но в настоящий момент она продолжает свою жизнь как коса, и при этом уже как естественное образование. Описанная дуга (бухта) продолжает свое развитие, во многом осложненное результатами техногенной деятельности.

Пролив Малое Море

В Малом Море репрезентативной в отношении морфологии и динамики береговых дуг, отчленяющих лагуны, является дуга (залив) Хонхойская губа (рис. 43). Дуги Малого Моря своеобразны и неповторимы. Они, как правило, расположены на островной части Малого Моря. Наиболее представительны, кроме Хонхойской, дуги, расположенные в районе поселков Хужир и Харанцы. В районе пос. Харанцы береговой склон дуги представляет собой оползневое тело в виде оползней-цирков, отдельных, но в основном слившихся. Оползневые потоки циклично выходят на пляж, где смываются пробойными волнами, тем самым обогащая питанием вдольбереговой поток наносов, который мигрирует от м. Харанцы и по всему зал. Баян-Шунген. При слабом волнении поток распадается на два. Один мигрирует от м. Харанцы до м. Харалдай, другой — от м. Харалдай и по всему зал. Баян-Шунген. Таким образом, здесь находятся две смежные дуги, опирающиеся на один м. Харалдай.

На материковом берегу Малого Моря дуги другого генезиса. Опорные мысы, как правило,— это мысы-конусы выноса. Исключение составляют две дуги, опирающиеся с одной стороны на м. Цаган-Хушун. Другими опорными мысами служат с юго-западной стороны м. Уюга (Курминский), а с северо-восточной у другой дуги — конус выноса р. Курма. Эта дуга представлена пересыпью, отчленяющей оз. Курма.

В Малом Море широко распространены береговые дуги (бухты), опорными мысами которых являются или скальные мысы, или мысы-конусы выноса. Бухтовый характер берегов Малого Моря описал Н. А. Флоренсов [1964]. Он уделил особое внимание дуге (губе) Будунской, где, судя по представленному им плану, располагаются две дуги, разделенные участком, сложенным гнейсами и кристаллическими сланцами архея [Флоренсов, 1964, с. 131], т. е. породами, устойчивыми к размыву. К аналогичным формам можно отнести зал. Нюрганская губа, Дарлатинский и Семисосенский заливы и др. На материковом берегу это зал. Нуга и далее на север, уже вне Малого Моря, кроме описанной Песчанской серии дуг, губы Богучанская

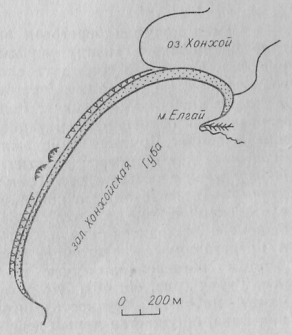


Рис. 43. Схема дуги (Хонхойская губа).
Усл. обозн. см. на рис. 42.

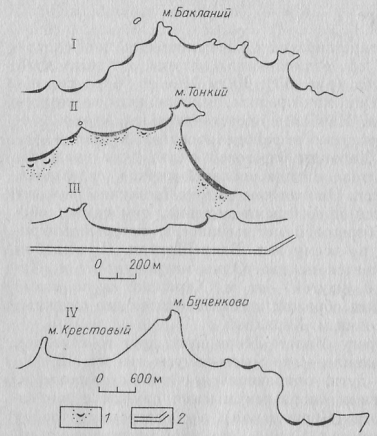


Рис. 44. Схема береговых дуг на восточном берегу Байкала.

1 — эоловые формы микрорельефа; *2* — дорога. Ост. усл. обозн. см. на рис. 42.

и Слюдянская, опирающиеся на м. Тонкий, и др.

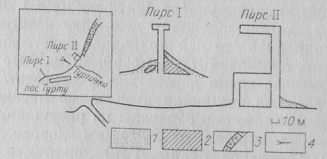
На Восточном берегу Байкала наиболее распространены береговые дуги в местах, указанных на рис. 44. Кроме них на Байкале можно указать на дуги, расположенные на северном и восточном берегах. Это бух. Сосновка, губы Давша, Якшакан, Ирында, Ширильды, Хакусы, Дагарская и др. Каждая из названных дуг имеет свою историю развития и достойна отдельного исследования и описания. Мы коснулись только некоторых районов с наибольшим распространением береговых дуг.

БЕРЕГОВЫЕ ДУГИ ХУБСУГУЛА

Самая крупная береговая аккумулятивная дуга на Хубсугуле расположена между устьями рек Ханх и Тойн-Гол (см. рис. 33). Береговая зона дуги сложена тремя генерациями береговых валов. Современный береговой (штормовой) вал находится в стадии активного развития. Рельеф берега дуги (залива) формировался в основном из материала твердого стока рек, впадающих в залив. Другими районами наибольшего распространения береговых дуг являются участки, расположенные по восточному берегу между устьями рек Тойн-Гол и Борцог-Гол. Дуги сформировались в песчаных отложениях и ограничены опорными мысами, сложенными валунно-глыбовым материалом. Как правило, бережнёе находится скала, ее обломки, окатанные волнами, и представляют в настоящее время собственно опорные мысы. Другая значительная дуга на Хубсугуле — залив в районе пос. Турту (рис. 45, 46). Это дуга (залив) между опорными точками — пирсами. Мощность мигрирующих потоков здесь очень невелика, ощущается явный дефицит наносов.

Рис. 45. Заполнение входящих углов возле пирсов.

1 — береговые валы, заполняющие входящий угол; *2* — заплесковые лагуны; *3* — скалы; *4* — подводный каньон.



Входящие углы заполняются наносами очень медленно (см. рис. 45). Так, поле валов у пирса I, при мощности слоя гальки до 0,15 м, формировалось около 15 лет, а у пирса II — более 30 лет. Вблизи пирса II в озеро впадает рч. Туртинка, которая в сухие годы пересыхает. Напротив ее долины на подводном склоне врезан каньон, вершина которого близко подходит к берегу, и твердый сток, приносимый речкой в паводковый период, скатывается на глубину. Волновая деятельность, а следовательно, и вдольбереговые перемещения наносов в зал. Туртинском ослаблены. Пирсы здесь играют роль буи, между которыми температура воды выше, чем на других участках прибрежья. Повышенная температура и ослабленное волнение способствуют активному развитию в заливе водорослей.

Из-за дефицита наносов при повышении уровня береговой вал быстро смещается в сторону суши, а заплесковые волны достигают фундамента построек. По валу осуществляется интенсивное движение автотранспорта, отчего он становится ниже, а следовательно, и доступнее перехлестыванию волн. В 1972 г. этот вал находился в нескольких метрах от границы построек, которые

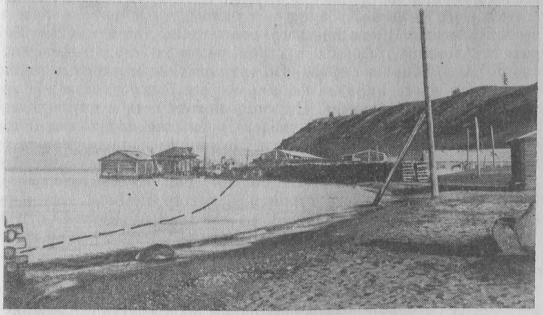


Рис. 46. Берег в районе пристани (пирса) в пос. Турту.

Штриховая линия показывает, где в августе 1972 г. проходила береговая автодорога.

при высоком уровне будут доступны волновому воздействию. Мы предлагали запретить движение автотранспорта по валу с целью сохранить его как природное берегозащитное образование [Рогозин, Якимов, 1977; Рогозин, 1978а]. Но этого не произошло. В настоящее время дорога уже перенесена выше по склону, а хозяйственные постройки необходимо переносить в ближайшем будущем, иначе они обречены на разрушение.

На участке от 20-го км дороги Турту — Хатгал до устья р. Танна-Гол (Танын-Гол) хорды дуг имеют длину порядка сотен метров. Они значительно врезаны внутрь суши, тогда как расположенные южнее устья р. Танна-Гол дуги имеют хорды длиной порядка десятков метров, они меньше врезаны внутрь суши. По-видимому, степень развития их различна. Часть дуг, расположенных южнее устья р. Танна-Гол, возникла в результате селективной абразии и находится, вероятно, в начальной стадии развития, которое зависит от интенсивности абразионного процесса, обусловленного, как и на Байкале, циклическими колебаниями уровенного режима, осложненного трансгрессиями хубсугульского типа [Золотарев, Кулаков, 1976]. Дуги, расположенные в окрестностях р. Сэвсулийн-Гол и севернее, ограничены скалистыми мысами, но есть и такие, которые ограничены опорными мысами, образованными скоплениями валунов и глыб, вымытых из абразионных уступов на мысах. Сейчас эти мысы защищены валунно-глыбовыми грядами и не размываются, но между ними абразия активна, т. е. происходит процесс селективной абразии, приводящей к возникновению береговых дуг, так же, как и в районе р. Танна-Гол.

Исходя из анализа аэроснимков 1947 и 1968 гг. и наземных исследований, проведенных в период с 1972 по 1980 г., можно сказать, что берега Хубсугула в описываемом районе еще не достигли стадии динамического равновесия, тогда как на Байкале аналогичные формы в своем развитии стадии динамического равновесия достигли. По-видимому, как это отмечалось и раньше, берега Байкала формировались более длительное время, чем берега Хубсугула. По этому поводу есть и другие сведения [Кузнецов и др., 1973], подтверждающие положение о том, что Хубсугул «моложе» Байкала. По нашим данным, можно судить только о динамическом возрасте береговой зоны [Сафьянов, 1978], который на Хубсугуле меньше, чем на Байкале, вследствие более длительного стояния ледяного покрова и, значит, меньшего воздействия волнения на его берега [Новиков, 1982].

БЕРЕГОВЫЕ ДУГИ СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ БЕРЕГОВ БАЙКАЛА И ХУБСУГУЛА

Северо-западные берега Байкала и Хубсугула — рифтовых озер байкальского типа [Флоренсов, 1968] — представляют собой абразионно-аккумулятивные системы. Благодаря схожести орографического обрамления и морфодинамических характеристик

Байкал и Хубсугул имеют и аналогичные литогидродинамические условия, что обусловливает схожесть берегоформирующих процессов.

Первоначально, в результате сбросовой тектоники, береговая линия была практически прямолинейной. Под действием экзогенных процессов очертания осложнились аллювиально-пролювиальными конусами выноса, устьевыми формами берегового рельефа и др. В результате вдольбереговое перемещение наносов изменяет свои параметры, возникают локальные разнонаправленные потоки наносов между мысами-конусами выноса, положение которых на Байкале и Хубсугуле различно, несмотря на идентичные очертания их северо-западных береговых линий. Аккумулятивные мысы-конусы выноса на Байкале расположены напротив долин, из материала эрозии которых они и образовались. Между мысами на участках предгорного шлейфа сформировались клифы. На Хубсугуле они возникли на месте бывших мысов аллювиально-пролювиальных конусов выноса.

В абразионно-аккумулятивных системах Байкала и Хубсугула участки абразии и аккумуляции как бы поменялись местами. Там, где на Байкале находится аккумулятивный мыс, на Хубсугуле расположены абразионные уступы (клифы), активно отступающие, стремящиеся к форме дуг. В их обнажениях четко дешифрируется ритмичность поступления аллювиально-пролювиальных наносов. Волноприбойные аккумулятивные образования — примкнувшие террасы — в этих абразионно-аккумулятивных системах расположены здесь южнее мысов-конусов выноса. Например, м. Марани-Нур расположен южнее в 2 км от мыса-конуса выноса, из материала которого он сформировался.

На Байкале аналогичные аккумулятивные формы — примкнувшие террасы — формируются сразу за мысами в их волновой тени, например петлевидная коса за м. Средний Кедровый. Наиболее развиты и распространены аналогичные формы в Малом Море, на материковом берегу — это мысы Улан-Ханский, Ядыртуй, Хужир, Зокдук и др. Петлевидная коса м. Улан-Ханский сформировалась и сейчас находится в волновой тени абрадируемого мыса-конуса выноса, а аналогичная форма м. Ядыртуй в процессе формирования находилась в волновой тени мысов-конусов выноса, в настоящее время слившихся, представляющих собой предгорный шлейф, выровненный в процессе абразии. Заметим, что примкнувшие террасы побережья Малого Моря отстоят от мысов-конусов выноса несколько дальше, чем на северо-западном побережье Байкала. На Хубсугуле это отстояние еще больше (рис. 47). Такое различие в отстояниях примкнувших террас от мысов-конусов выноса, из материала которых они сформировались, обусловлено, по нашему мнению, различными темпами изменения взаимного положения береговой линии и уровня воды.

На северо-западном побережье Байкала уровень медленно поднимался в ходе голоценовой трансгрессии. В Малом Море

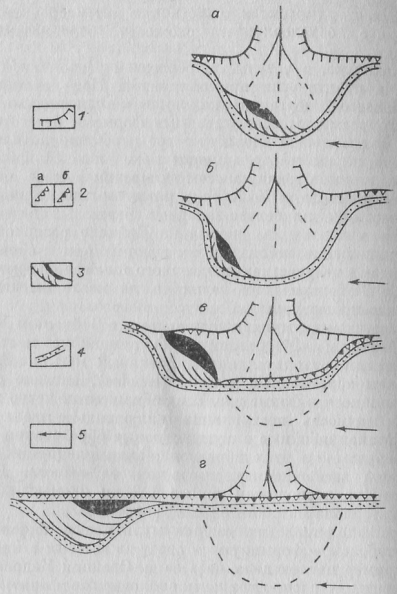


Рис. 47. Схема формирования примкнувших аккумулятивных форм на Байкале и Хубсугуле (*а, б* — северо-западное побережье Байкала, *в* — прол. Малое Море (на Байкале), *г* — Хубсугул).

1 — подножие денудационного склона; *2* — отмершие (*а*) и активные при высоких уровнях (*б*) клифы; *3* — серии береговых валов и отчлененные ими лагуны; *4* — пляж; *5* — результирующее направление вдольберегового потока наносов.

скорость подъема была усилена эффектом опускания в этом районе суши.

На Хубсугуле повышение уровня произошло еще быстрее вследствие того, что изменения климатических условий в период климатического оптимума голоцена на Хубсугуле наступили резко в отличие от байкальских, где этот переход был сглажен термической инерцией местного климата, ибо объем воды в Байкале больше, чем в Хубсугуле, в 60 раз.

На Байкале, так же как и на Хубсугуле, мощность вдольберегового потока наносов возрастает с севера к югу. Распределение волновой энергии, определяющей эффективность берего-

формирующих процессов, на Байкале и Хубсугуле различно, несмотря на видимую аналогию очертаний их береговой линии. На Хубсугуле наблюдается только один абразионно-аккумулятивный участок протяженностью ~50 км, между мысами Тойлог и Хачимин-Нур, дальше других выдвинувшихся в море. На Байкале таких участков несколько: между мысами Арул и Рытый, Шартла и Заворотный, протяженностью ~50 км, а также участки между мысами Заворотный и Елохин, Бол. Коса и Котельниковский протяженностью 30—50 км.

Наиболее выступающие мысы на Байкале формировались не менее чем в два цикла конусообразования. Особенно четко это видно на мысах Рытый и Шартла. Так же формировался и м. Баян-Гол на Хубсугуле (восточное побережье). На этих мысах современные конусы выноса являются вложенными по отношению к древним. На Хубсугуле почти все мысы образовались в несколько циклов. Хотя и на Байкале на мысе-конусе выноса Анютха, расположенном между мысами Рытый и Шартла, появились вторичные микроконусы выноса, что свидетельствует о многократности процесса конусообразования.

Сопоставление истории развития аккумулятивных форм берегового рельефа озерных впадин рифтового генезиса, каковы Байкал и Хубсугул, способствует получению сведений об энергии берегоформирующих процессов если не в начальной, то в промежуточной, весьма информативной стадии их развития, что ценно как в научном, так и в практическом отношении, особенно при прогнозировании переформирований в береговой зоне при ее хозяйственном освоении. Современные морфология и динамика примкнувших аккумулятивных террас и отмерших клифов в абразионно-аккумулятивных системах обоих водоемов — промежуточная стадия в процессе их развития в условиях ритмических колебаний уровня на фоне голоценовой трансгрессии.

Глава 5

ДИНАМИКА АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ УСТЬЕВЫХ УЧАСТКОВ РЕК БАЙКАЛА И ХУБСУГУЛА

На Байкале повсеместно развиты различные аккумулятивные образования в дельтовых и устьевых участках рек. Они формируются в результате взаимодействия речных и озерных (морских) литогидродинамических факторов. Орографическое обрамление, морфологические особенности рифтовых котловин, в частности их удлиненная форма и практическое отсутствие шельфа, как его понимают современные исследователи [Мысливец, 1975], обусловливают более интенсивную волнопробойную деятельность

в береговой зоне. На подводных склонах с крутыми уклонами, при косом подходе короткопериодных ветровых волн даже при слабом волнении возникают вдольбереговые потоки наносов. Питание их осуществляется в основном за счет твердого стока рек, в значительной мере селевого характера, особенно на Хубсугуле. Селевый снос в Байкал за несколько суток может достичь около половины годового количества поступающего в Байкал терригенного материала [Агафонов, Рогозин, 1981, 1985; Власова, 1984]. В периоды стояния высоких циклических уровней расход наносов резко увеличивается за счет абразионного питания.

По преобладанию в динамике устьевых форм берегового рельефа морских литогидродинамических факторов и особенностей питания вдольберегового потока наносов в первом приближении хотелось бы выделить формы, присущие, по нашему мнению, водоемам рифтового генезиса, например Байкалу и Хубсугулу.

Цикличность расхода наносов на устьевых участках рек, особенно на побережьях, подверженных селевым явлениям, обусловливает преимущественное распространение тех или иных специфических аккумулятивных форм устьевого рельефа. Мы выделяем такие:

формы, блокирующие устья;

формы, образующиеся в устьях, периодически подверженных селевым явлениям.

Большая часть устьев рек Байкала и Хубсугула — блокированные. В зависимости от характера блокирования мы, в частности, выделяем блокированные устья с формами, аналогичными устьевым косам, но простирающимися внутрь русла реки (лагуны), т. е. против ее течения. Мы называли их *лагунными устьевыми косами*. Эти аккумулятивные устьевые формы, присущие озерам байкальского типа, представлены образованиями, где наряду с устьевыми косами — составными частями устьевого бара — развиваются аналогичные формы, но внутрь устья, т. е. против течения реки — лагунные устьевые косы. Явление образования лагунных устьевых кос в условиях озера байкальского типа обусловлено характером взаимодействия речных и морских (озерных) факторов [Флоренсов, 1968; Михайлов и др., 1977] с циклическим характером уровенного режима. Удлиненная форма водоема и орографическое обрамление способствуют развитию ветров продольных направлений [Ладейщиков, 1975] с высокой повторяемостью. При крутых уклонах подводного берегового склона короткопериодные волны подходят к берегу под некоторым углом, что способствует развитию вдольбереговых потоков наносов даже при сравнительно небольшом волнении, и обусловливает постоянное стремление устья к суженню. Повышенная скорость течения в узком устье обеспечивает проникновение нагонных потоков по краям вытекающей струи (течения реки) внутрь устья, против течения. Эти противотечения в устье, насыщенные материалом вдольберегового потока наносов, фор-

Рис. 48. Морфологические схемы устьевых форм р. Баргузин (*а* — серия устьевых лагунных кос, сформированных в голоцене; *б* — устьевые лагунные косы в 1988 г. при высоком уровне; *в* — схема миграции устья р. Баргузин в период голоценовой трансгрессии и тектонического опускания побережья).

1 — современные (1970-х гг.) устьевые лагунные косы; *2, 3* — лагунные устьевые косы, сформировавшиеся 1—3 тыс. лет назад (*2*) и в период голоценового оптимума (*3*); *4* — эоловые формы; *5* — конусы заплеска; *6* — участки, затапливаемые при высоких уровнях; *7* — заболоченные участки; *8* — территория населенного пункта, существовавшего до подтопления из-за подпора ГЭС; *9* — опушка леса; *10* — серии валов, слагающих Мягкую Каргу; *11* — положение береговых линий и мигрирующего устья р. Баргузин в период малого климатического оптимума (обозначено крестиком) и позже; *12* — положение береговой линии 1980-х гг.

мируют лагунные устьевые косы. Наиболее широко они распространены на северо-восточном побережье Байкала*. Наличие подводных каньонов не приводит к дефициту нагрузки вдольберегового потока наносов, ибо их вершины расположены далеко от береговой линии и не имеют литодинамической связи с береговой зоной [Карабанов, Фиалков, 1987].

На западном побережье не наблюдаются устья с лагунными устьевыми косами. Если устьевые косы при колебаниях уровня могут уменьшаться или почти разрушаться, то лагунные устьевые косы не подвержены этому и только нарастают. Последнее происходит в периоды стояния высоких уровней, обусловленных цикличностью гидрометеорологического режима.

Плювиальные эпохи, высокие уровни оставили свои следы в устьевых формах берегового рельефа — лагунных устьевых косах, присущих только устьям рек Байкала. Так, в устье р. Баргузин (рис. 48) четко видны четыре древние лагунные устьевые косы, сформировавшиеся в периоды увлажнений климата, а следовательно, и изменения гидрологического режима реки. По нашему мнению, эти четыре косы по времени соответствуют четырем положениям устья реки, формировавшимся в периоды стояний высоких уровней, выделяемых на профиле (см. рис. 13, *а*), когда вследствие увеличения количества твердого стока и активизации руслового и абразионного процессов речной поток выдвигается в Байкал, формируя свое русло в конусе выноса, сложен-

* Подобные формы обнаружены нами пока только на Байкале.

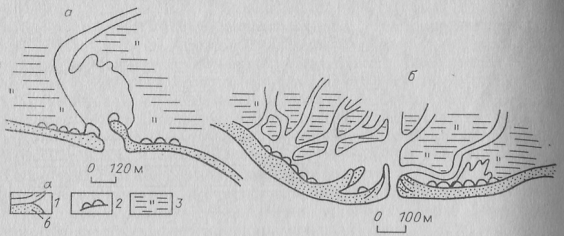


Рис. 49. Лагунные устьевые косы рек Фролиха (*а*) и Щегнанда (*б*).
1 — современное (*а*) и до 1960 г. (*б*) положения устьевых форм; *2* — конусы заплеска; *3* — болото.

ном собственными наносами. В это же время формируется и лагунная устьевая коса.

В аридные периоды при низких уровнях устье частично блокируется, смещаясь в направлении перемещения потока наносов к сезеру, конусы выноса и корневые части лагунных устьевых кос размываются, береговая линия выравнивается. Описанный процесс ритмично повторяется. Некоторые периоды формирования устьевых удлинений и конусов выноса, впоследствии размытых, показаны на рис. 48, *в*. Серии обрезанных (размытых) береговых валов в приустьевой части хорошо дешифрируются на аэроснимках. Далее к северу серии береговых валов практически параллельны современному урезу воды. Дистальные концы лагунных устьевых кос сохранились и хорошо опознаются на аэроснимках.

Аналогичные современные и древние устьевые образования отмечены и в других устьях, например рек Верх. Ангара, Фролиха, Щегнанда (рис. 49), Сухая (рис. 50) и др. Лагунная устьевая коса р. Сухая образовалась во время резкого повышения уровня, вызванного подпором Иркутской ГЭС в период с 1960 по 1984 г. К 1971 г. она достигла величины, близкой к величине 1984 г. Позднее коса не увеличивалась.

По мере миграции устьев в направлении потоков наносов и формирования новых лагунных устьевых кос за блокирующими

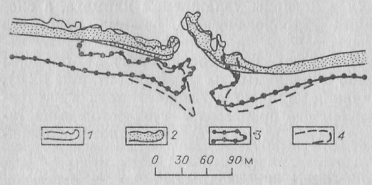


Рис. 50. Динамика устьевых аккумулятивных форм, блокирующих устье р. Сухая в период формирования лагунной устьевой косы.
1—4 — положение форм соответственно в 1971, 1984, 1961 и 1953 годах.

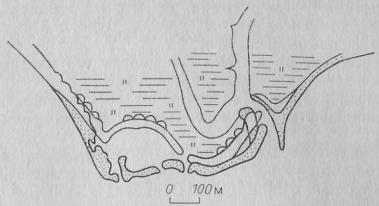


Рис. 51. Динамика устьевых аккумулятивных форм р. Бугульдейка.
Усл. обозн. см. на рис. 49.

валами (косами) образуются устьевые лагуны, происходят подтопление и заболачивание устьевых областей рек на восточном побережье Байкала. Блокирующие косы перемещаются не только в направлении потока наносов, но и внутрь лагуны вследствие перехлестывания волн. Например, на реках Сухая и Бугульдейка только за период с 1961 по 1988 г. блокирующие формы переместились в сторону берега (лагуны) от 30 до 150 м (рис. 51). Такие подвижки происходили многократно на протяжении всего голоцена в фазах максимальных уровней вековых циклов и многовековых ритмов изменений климатических условий.

Блокирование устьев рек и образование блокированных дельт и устьевых лагун начались 1—3 тыс. лет назад, когда в Прибайкалье расход рек значительно превышал современный [Базаров, 1986; Сизиков, 1987], что значительно обогатило режим питания вдольбереговых потоков наносов за счет твердого стока. Эти явления происходят и сейчас, но в значительно меньшем объеме. Следующие характерные выделяемые нами устьевые формы — блокированные устья без лагунных устьевых кос [Самойлов, 1952; Забелин, 1961; Зенкович, 1962].

Отмеченные выше литогидродинамические особенности рифтового озера байкальского типа и циклический характер гидрометеорологического режима, а следовательно, и стока, обусловливают на реках с меньшим расходом возможность образования блокированных устьев. Здесь мы также выделяем два типа: постоянно действующие устья и устья, действующие только во время половодья, что зависит от соотношений расходов вдольберегового потока наносов и реки. К первому типу относятся устья рек восточного побережья: Юж. Бираканн, Езовка, Сосновка, Давша, Крестовка, Максимиха и др. Осенью 1989 г. при высоком уровне было полностью блокировано устье р. Езовка. Весной новое устье образовалось в прорве блокирующего вала в 170 м севернее прежнего, т. е. в непосредственной близости от первоначального устья, откуда началось его блокирование. Здесь также образуются

устьевые лагуны* и обширные территории заболачивания. Ко второму типу относятся реки Кедровая, Буртуй и другие и многие речки западного побережья.

Повышения уровня в связи с подпором его плотиной Иркутской ГЭС создают устойчивый подпор устьев рек, что усиливает процесс заболачивания и способствует распространению в прибрежных ландшафтах заболоченных бёзлесных равнин [Савина, 1982].

В некоторых случаях можно несколько уменьшить заболачивание при помощи устройств прорвы в блокирующей форме, как это делали на реках Мишиха и Осиновка (5440 км) в 60-х гг. На р. Осиновка прорву занесло, а на р. Мишиха она существует до сих пор. Последнее обусловлено расходом наносов на этом или другом участках береговой зоны. Аналогичная прорва для создания входа в отчлененную лагуну для отстоя судов была сделана в с. Посольском у рыбозавода. Для поддержания прорвы (входа в лагуну) в действующем состоянии здесь постоянно работал кран, вычерпывающий из прорвы гальку, которую используют для строительных целей, и работа крана оправдана. Но изымание пляжевой гальки может привести к дефициту наносов во вдольбереговом потоке выше прорвы по направлению его движения и оставить берег без природной защиты, т. е. обречь его на разрушение, как это произошло на м. Пицунда на Черном море [Гамаженко, 1972]. В дельтах рек преимущественно северо-восточного побережья блокируются отдельные водотоки (рукава). По мере перемещения блокирующей косы по ходу потока наносов перемещается и главный рукав дельты, его роль принимают на себя другие рукава. Иногда в дельтах рек, например р. Кабанья, блокирование отдельных устьев обусловливает прорыв блокирующих форм (кос или баров) в других местах, где какое-то время и функционирует новое устье. Такая смена устьев происходит во время обильных паводков, когда на других рукавах образуются заторы.

Формы, подверженные селевым явлениям, периодически образуются в селективных юго-восточном и северо-западном районах побережья Байкала [Будз, 1969; Карабанов, 1982]. На юго-восточном побережье это обусловлено значительной густотой речной сети, что предопределяет охват эрозионными процессами большей удельной площади, где образуются многочисленные источники твердой фазы селей. Режим атмосферных осадков также способствует развитию селевых паводков.

Наибольшие месячные количества осадков выпадают в июле. С увеличением высоты местности количество атмосферных осадков и интенсивность их выпадания резко возрастают.

Формирование селевых потоков происходит во время как многодневных затяжных дождей, так и кратковременных ливней с

* Езовка — одна из немногих рек на восточном побережье, у которой при заболоченном устьевом участке нет устьевой лагуны, ибо ее русло проложено в тектоническом разломе [Пальшин и др., 1968].

максимальной интенсивностью осадков. Кратковременные ливни большой интенсивности, выпадающие на небольших площадях, вызывают формирование селевых потоков на протяжении всего теплого периода года [Будз, 1969].

На Байкале отмечается повторяемость селевых паводков: катастрофические наступают через 15—23 года, маломощные — через 4—6 лет [Лехатинов, 1967; Лапердин, Тржицинский, 1977]. На Хубсугуле повторяемость селевых паводков 1 раз в 7 лет для западного и 1 раз в 10—11 лет для восточного побережья (Батсух и др., 1976].

В 1971 г. после прохождения интенсивных (катастрофических) ливней под влиянием селевых паводков в береговой зоне юго-восточного побережья Байкала произошло переформирование старых и образование новых аккумулятивных форм, в основном в приустьевых участках берега. Струи взмученного потока паводковых вод выдвигались в Байкал до 650 м. Произошли значительные переформирования и русел рек. Например, руч. Болотный, ранее протекавший после крутого изгиба (в 1700 м от берега Байкала) параллельно р. Бабха, изменил направление течения и в виде грязевого потока напрямую вышел к р. Бабхе, разрушив при этом на своем пути часть построек. Аналогичные переформирования произошли и на реках Солзан, Харлахта, Утулика, Безымянная и др.

Особенно сильные переформирования произошли в устьевых областях рек. Значительные изменения отмечены на устьевом взморье, где аккумулировалось большое количество селевого материала [Агафонов, Рогозин, 1981, 1985]. Устьевые бары были размыты, разрушены береговые валы. Осередки устьевого бара вышли на поверхность. Позже с понижением уровня при взаимодействии речных и морских факторов [Михайлов и др., 1977] и при обильном питании потока наносов формируются новые более крупные приустьевые косы, бары и береговые валы. Репрезентативны в отношении описанных процессов данные о динамике устьевой области р. Безымянная (рис. 52).

На **Хубсугуле** устьев с лагунными устьевыми косами мы не обнаружили, несмотря на аналогичность морфологии прибрежья и берегоформирующих процессов. Устья, подверженные селевым проявлениям и блокированные ими, наблюдались повсеместно. Устьевые формы, подверженные селевым проявлениям, распространены на западном побережье озера и меньше на северо-восточном. Блокированные устья чаще встречаются на восточном берегу Хубсугула. Есть они и на западном берегу в заливе севернее п-ова Доллон-Ула, впрочем, и на восточном берегу эти устьевые формы приурочены к заливам или береговым дугам и принадлежат, как правило, к устьям малых рек [Рогозин, 1982].

Отличительная черта устьев малых рек, например устья р. Тойн-Гол, имеющих незначительный запас кинетической энергии,— сильное воздействие аккумулятивной деятельности волн, стремящихся блокировать устье. Поскольку в большинстве бере-

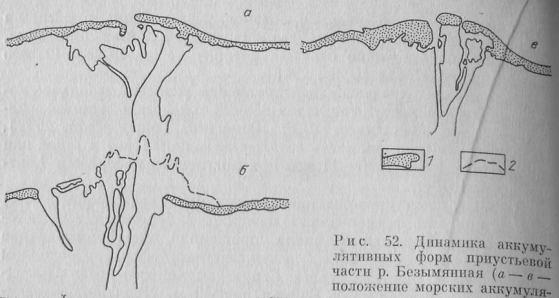


Рис. 52. Динамика аккумулятивных форм приустьевой части р. Безымянная (*а — в* — положение морских аккумулятивных форм до подъема уровня (1953 г.) (*а*), в период прохождения селевого паводка (1971 г.) (*б*) и после понижения уровня (1972 г.) (*в*)).
1 — бары, косы, береговые валы; *2* — подводный конус выноса.

говых зон заливов восточного побережья, куда впадают эти реки (Тураг-Гол, Борцог-Гол, Хир-Цар-Гол и др.), состав наносов песчаный, то блокирование устьев зависит не только от циклических колебаний гидрометеорологического, но и от кратковременных изменений ветроволнового режима. Блокирование устьев может произойти после умеренного шторма, после которого спустя несколько дней устье снова функционирует. Но бывают случаи, что функционирование устья возобновляется только после дождя.

Устье р. Сэвсул-Гол также блокированное. На песчаных блокирующих валах несколько уступов абразии высотой 0,2—0,3 м, свидетельствующих об изменении ширины устья в зависимости от стояния уровня. На подводном склоне пляжа еще сохранились следы форм, бывших на суше. Наблюдения на этом участке проводились вскоре после дождей.

В приустьевой части реки распространены удлиненные песчаные холмы высотой 10—12 м с древесной растительностью на вершинах и на склонах, подверженных эоловым процессам. Холмы, по-видимому, представляют собой остатки древних береговых валов, аналогичных яркам, описанным на севере Байкала.

Такие же устьевые формы расположены в заливах Тураг-Гол, Ихэ-Долбайн-Гол и др. Основными аккумулятивными формами в устьях таких рек являются короткие, но сравнительно широкие устьевые косы, соединенные в подводных концах полукруглым осередком. При отчетливом преобладании волн какого-либо направления та из устьевых кос, которая формируется господствующим волнением, переформировывается в волноприбойную косу и отклоняет русло реки по ходу вдольберегового перемещения наносов, а затем и блокирует его. Аналогичные устьевые формы рельефа на западном побережье в зал. Мунгараг севернее

п-ова Долоон-Ула очень динамичны. В период с 1947 по 1978 г. устья рек, впадающих в залив, то функционировали, то были блокированными.

Отличительной особенностью приустьевой части р. Хавцал-Гол предстает процесс перемещения устья к северу в результате его блокирования потоком наносов, который практически прекратился вследствие особенностей очертаний береговой линии (см. рис. 37, *в*).

В прошлом устье было расположено южнее примерно на 100 м. Под действием вдольберегового потока наносов это устье перемещалось к северу до места изгиба береговой линии к западу под углом около 150°. Сейчас устье действует у изгиба берега. На прилегающих участках к северу и югу создаются следующие берегоформирующие условия [Рогозин, 1983].

К югу от устья угол подхода волн к берегу ~30° и близок к углу φ, при котором емкость вдольберегового потока здесь небольшая. Для байкальских условий, аналогичных рассматриваемым, наибольшая скорость перемещения гальки наблюдается при углах подхода волн к берегу от 15 до 30° [Кулиш, Пинегин, 1976]. К северу от устья угол подхода волн уменьшается до 1—5° и перемещение галечных наносов становится наименьшим. Дальнейшее блокирование устья прекращается. Отрезок блокирующего вала длиной ~40 м сформировался за несколько лет после 1972 г., т. е. в период стояния высоких уровней и активизации абразионно-аккумулятивного процесса.

Устранить блокирование устья с целью осушения прилегающей территории можно путем инженерных мероприятий, как это было сделано на р. Мишиха на Байкале. По-видимому, в этом возникнет необходимость в ближайшее время, так как здесь и на приустьевых участках многих рек проходит автодорога.

Процесс блокирования устьев и дельт на Байкале и Хубсугуле различен. На Байкале повсеместно блокирование устьев сопровождается смещением блокирующих аккумулятивных форм внутрь устьевых лагун. Этот процесс активизируется в формах максимумов циклов (ритмов) колебаний уровня. Последняя древняя фаза повышений уровня происходила 1—3 тыс. лет назад, когда в Прибайкалье наблюдались резкие увеличения паводков, расход рек сильно превышал современный [Базаров, 1986; Сизиков, 1987], последнее значительно обогатило режим питания вдольбереговых потоков наносов за счет твердого стока и увеличения интенсивности абразии берегов, что способствовало блокированию устьев, дельт и образованию устьевых лагун.

На Байкале амплитуда уровня между естественным и подпорным режимами в многолетнем разрезе составляет 314 см [Афанасьев, 1975б]. Быстрый подъем уровня, усиленный ветроволновым нагоном, создает благоприятные условия для подхода короткопериодных байкальских волн к береговой линии под косым углом, без значительных потерь энергии, что увеличивает емкость потока наносов и способствует развитию блокирующих форм рельефа.

На Хубсугуле максимальная амплитуда уровня составляет 80 см [Батсух и др., 1976]. Береговая зона его менее развита, ибо ее динамический возраст [Сафьянов, 1978] меньше, чем у Байкала.

Меньшая крутизна подводных береговых склонов [Кузнецов и др., 1973; Мангазеев и др., 1976], наличие каньонов, имеющих литодинамическую связь с береговой зоной, повсюду обусловливают дефицит наносов. Последнее не способствует развитию процесса блокирования устьев, сложенных непесчаными наносами, и не создает условий для образования лагунных устьевых кос.

Так же как и на Байкале, блокирование устьев создает условия для подтопления заболачивания, особенно в периоды подпора порога стока — трансгрессии хубсугульского типа [Золотарев, Кулаков, 1976].

Глава 6

О НЕКОТОРЫХ АНАЛОГИЯХ И РАЗЛИЧИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ НА БАЙКАЛЕ И ХУБСУГУЛЕ

На Байкале и Хубсугуле различия и аналогии в формировании берегов отмечаются на территориях, с одной стороны, схожих в отношении орографического обрамления, но с другой — орографически разделенных: между Байкалом и Хубсугулом простираются хребты Вост. Саян и Джидинский.

Акватории Хубсугула и Байкала расположены в рифтовых впадинах байкальского типа. Сходство их генетических и морфологических особенностей известно [Флоренсов, 1968]. Упомянутые аналогии и тем более схожее орографическое обрамление обусловливают и значительное родство гидродинамических, а следовательно, и берегоформирующих процессов. Особенно это заметно при рассмотрении морфологии и динамики абразионно-аккумулятивных с примкнувшими террасами берегов обоих водоемов. Этот тип берегов в генетическом ряду классификации типов берегов [Леонтьев и др., 1978] находится на предпоследнем месте, что учитывает фактор времени, а значит, указывает на степень развития береговой зоны. Абразионно-аккумулятивные берега Байкала и Хубсугула сформированы в основном в результате абразионно-аккумулятивной деятельности волн северных румбов. Доля участия волн южных румбов в этом процессе уменьшается по мере продвижения на юг.

Крутизна южных подводных склонов у примкнувших аккумулятивных форм на обоих водоемах равна или близка к углу естественного откоса, что присуще аккумулятивным формам, активно развивающимся и в настоящее время. Берега озер формировались в условиях равнозначного изменения положения уровня. Это зависело как от неотектонических опусканий или поднятий суши на локальных участках, так и от циклических и ритмических более высоких рангов колебаний уровня, осложненных трансгрессиями хубсугульского типа, явлением, присущим только Хубсугулу [Золотарев, Кулаков, 1976]. На обоих водоемах примкнувшие террасы отчленяют лагуны.

Отмечая внешнее морфологическое подобие абразионно-аккумулятивных берегов Хубсугула и Байкала, мы видим и существенные различия, обусловленные особенностями истории их формирования, в результате чего сочетание абразионных и аккумулятивных участков (примкнувших террас) в абразионно-аккумулятивных парах на Байкале и Хубсугуле различно [Рогозин, 1980]. На Хубсугуле аккумулятивные примкнувшие террасы расположены к югу (до 2 км) от мысов-конусов выноса, которые стали выровненными абразионными участками.

На Байкале примкнувшие террасы формируются сразу за мысами-конусами выноса, в их волновой тени. Абразионными участками служат предгорные шлейфы в заливах (дугах), расположенных между мысами. На Байкале в Малом Море аккумулятивные примкнувшие террасы также расположены сразу за мысами-конусами выноса, в их волновой тени. Но здесь так же, как и на Хубсугуле, абразионными являются сами конусы выноса (см. рис. 47). Такое расположение примкнувших аккумулятивных террас по отношению к мысам-конусам выноса, из материала абразии которых они формируются, вызвано различными темпами подъема уровня.

На Хубсугуле увлажнение и подъем уровня в период климатического оптимума наступили резко. На Байкале это происходило медленно из-за термической энерции Байкала, ибо масса воды в нем в 60 раз больше, чем в Хубсугуле. В Малом Море на Байкале эффект трансгрессии был усилен тектоническим опусканием суши. Последнее согласуется с данными В. В. Ламакина [1968], А. В. Пинегина [1989].

Сопоставляя профили аккумулятивных форм Байкала и Хубсугула, можно отметить следующее. На Байкале формирование аккумулятивных форм берегового рельефа (I терраса) происходило в условиях голоценовой трансгрессии. Повышение уровня шло со скоростью 4 см в 100 лет, что следует из анализа профиля, приведенного на рис. 13. На Хубсугуле при развитии I террасы подъем уровня не происходил (см. рис. 32, 34). На обоих графиках можно выделить три сопоставимых крупных ритма. На Байкале они отвечают эпохе после климатического оптимума. По-видимому, и на Хубсугуле они соответствуют тому же времени.

На Хубсугуле в начале голоцена, включая климатический оптимум, абразионно-аккумулятивные процессы протекали наиболее активно [Гравис, Лисун, 1974], так как в начале голоцена был влажный период и уровень стоял высокий. В последующее

время, после климатического оптимума, на Хубсугуле уровенный режим был стабильным. На этом фоне здесь четко выделяются три многовековых ритма, которые, по-видимому, соответствуют второй половине голоцена, когда климат был сухим.

Таким образом, если на Байкале современная береговая зона формировалась в течение всего голоцена, то на Хубсугуле — во второй половине его. В первой половине с климатическим оптимумом на Хубсугуле стоял высокий уровень, который быстро повышался, что резко активизировало аккумулятивные процессы. Аккумулятивные образования, формировавшиеся в то время, были затоплены, что хорошо видно на аэроснимках м. Мэргений-Удзур на западном берегу озера и особенно четко — на аэроснимках восточного берега в районе залива, где расположен м. Хетцер. Здесь повсюду видны затопленные пляжи, косы и абразионные уступы. Возможно, эффект повышения уровня в этом районе был усилен неотектоническим опусканием [Иванов, 1953]. Но доводы А. Х. Иванова представляются нам неубедительными. Почвенный покров, обнаруженный им на 0,5 м ниже уровня воды в озере, мог быть затопленным в результате сезонного повышения уровня или повышения порога стока (хубсугульский тип трансгрессии).

Из изложенного следует, что современная береговая зона Хубсугула моложе Байкальской, ибо она развивалась в течение части голоцена, исключая климатический оптимум, в условиях резкого континентального климата и сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Последнее еще укоротило длительность развития береговой зоны Хубсугула за счет снижения суммарного литодинамического эффекта волнения вследствие того, что берега и пляжи более 7 мес в году находятся в замерзшем состоянии, а акватория озера более 6 мес в году была подо льдом. Это и определило динамический возраст Хубсугула, который значительно меньше, чем у Байкала.

По неотектоническим признакам берега Байкала и Хубсугула также значительно различаются. На Хубсугуле в районе южной оконечности п-ова Долоон-Ула на участке протяженностью 6 км берега формировались в сложных неотектонических условиях. На м. Мэргений-Удзур асимметричный выступ одностороннего питания формировался в условиях повышения уровня (или понижения суши), а в 2 км восточнее рельеф долины сложился в условиях понижения уровня (или повышения суши); в 4 км восточнее, в долине, образовавшейся вдоль тектонического разлома, вообще нет следов древних аккумулятивных форм. Здесь замечены только современные береговые валы. Эта долина, по-видимому, образовалась значительно позже, чем та, что в 2 км восточнее м. Мэргений-Удзур. Заметим, что в этой долине в свое время сформировались две генерации береговых валов, из которых самый дальний от уреза расположен на высоте ~3 м, что произошло при поднятии. Близкие по высоте формы морского происхождения есть и на восточном берегу озера, например в заливе,

расположенном севернее р. Алаг-Цар-Гол и в других местах, но их нет на западном, что отмечал и А. Х. Иванов [1953].

Разнозначные движения берегов отмечаются и на Байкале, но такое яркое их выражение на коротких участках побережья отмечается только на Хубсугуле.

Из изложенного выше отметим, что высотная амплитуда положений четко выраженных признаков сравнительно недавних береговых линий значительна. По-видимому, берега Хубсугула, особенно восточные и северо-западные, неотектонически более активны.

Аккумулятивные формы берегового рельефа на Хубсугуле развиты меньше, чем на Байкале, вследствие дефицита наносов. Некоторые формы, например бары, отсутствуют. Наибольшее развитие на восточном побережье и в заливах Хубсугула получили косы. В голоцене они образуются здесь унаследованно. Самая крупная из них — та, что отчленяет лагуну Онголик-Нур, которая развивается по схеме, предложенной В. П. Зенковичем [1962]. Аналогична ей на Байкале Южная Посольская коса, которая формируется по схеме, предложенной Д. В. Джонсоном [Щукин, 1974]. Обе формы являются сложными косами.

Наличие самой крупной косы на западном берегу в условиях дефицита нагрузки вдольберегового потока наносов объясняется тем, что в периоды увлажнений климата в этом районе активизировались селевые процессы, что давало косе дополнительное обильное питание.

Нужно отметить общие черты и различия в формировании приустьевых форм берегового рельефа. На обоих озерах распространены устья, подверженные селевым проявлениям. При этом на Хубсугуле данный процесс распространен значительно шире и более активен.

На обоих озерах часто встречаются блокированные устья впадающих в них рек. Но если на Байкале это устья с лагунными устьевыми косами, то на Хубсугуле таковые не обнаружены.

Несколько слов о двух формах, которые существуют в единственном числе как на Байкале, так и на Хубсугуле. Первая — косы, сложенные валунно-глыбовым материалом; одна из них находится на Хубсугуле, на восточном побережье о. Хуйс, другая — на Байкале, на м. Тонкий.

Вторая форма — это самоотмостки — пляжи, сложенные плохо окатанным валунным материалом. Характерно, что отдельные валуны своими гранями хорошо подогнаны друг к другу. Одна из таких форм расположена на Хубсугуле на северной оконечности п-ова Долоон-Ула, другая — на 101-м км старой Кругобайкальской железной дороги.

Итак, озера Хубсугул и Байкал имеют много общего в морфологическом и гидродинамическом отношении, а следовательно, и в отношении берегоформирующих процессов. Но вместе с тем каждому из них присущи специфические особенности, обусловленные, по нашему мнению, разным характером ритмических колебаний уровня в голоцене, т. е. в период формирования береговых зон (I террасы) обоих водоемов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

И Байкал, и Хубсугул — это впадины, входящие в систему неотектонических структур Байкальского рифта. Морфологические особенности рифтовых впадин байкальского типа [Флоренсов, 1968] обусловили своеобразие берегоформирующих процессов. Несмотря на то, что обе котловины озер аналогичны в отношении морфологии и орографического обрамления (что обусловливает схожесть ветроволнового режима, а следовательно, и берегоформирующих процессов), развитие их береговых зон кроме аналогий имеет и значительные различия. Береговые зоны Байкала и Хубсугула представлены первой аккумулятивной озерной террасой, формирование которой на Байкале началось в послеледниковое время при низком уровне и продолжалось в голоцене при постоянном повышении его со скоростью ~4 см в 100 лет. На Хубсугуле береговая зона формировалась во время голоценового климатического оптимума при резком повышении уровня (подводная часть) и после него при стабильном положении в пределах ритмических колебаний (надводная часть).

Различие темпов голоценовой трансгрессии на озерах обусловлено эффектом термической инерции климата вследствие того, что объем воды в Хубсугуле в 60 раз меньше, чем в Байкале. Это вызвало скачкообразный характер увлажнения на первом и постепенный — на втором водоемах. Различие климата и общность асимметрии подводных береговых склонов определили формирования восточных и западных берегов на Байкале и Хубсугуле.

На Байкале береговая зона (I терраса) восточного побережья формировалась с доголоценового времени, при медленном подъеме уровня. На Хубсугуле в это время формы I террасы (серии береговых валов, косы), не закончившие формирование, затапливались. На западном склоне обоих водоемов в первой половине голоцена, включая климатический оптимум, вырабатывалась абразионная платформа (бенч), обеспечившая перемещение вдоль береговых наносов, а затем и формирование различных типов рельефа.

На обоих водоемах имеются берега всех тех типов, что и на морях, но соотношение влияния климатических, литодинамических и неотектонических факторов в их формировании и развитии различно. Современная береговая зона Хубсугула формировалась быстрее, чем на Байкале, в условиях сплошных многолетнемерзлых пород, ведь озеро более 6 мес в году покрыто льдом.

Особая роль в динамике берегов обоих водоемов принадлежит коротким циклическим колебаниям уровенного режима, происходящим на фоне более продолжительных циклов (вековых, многовековых и др.). На Хубсугуле они осложнены трансгрессиями хубсугульского типа. На Байкале с 1959 г. берегоформирующие процессы протекают в условиях искусственного уровенного режима, вызванного подпором Иркутской ГЭС, что привело к увеличению амплитуды циклических колебаний уровня, а это

активизировало абразионно-аккумулятивные процессы на берегах. Интенсивность переформирования берегов различна в зависимости от их типа. Наибольшим изменениям подвергались аккумулятивные береговые формы. Береговые дуги переформировались и пришли в равновесное состояние при новом, повышенном уровне, вызванном подпором Иркутской ГЭС. Другие аккумулятивные формы стали отмирать.

Первыми отмирают наиболее низкие бары (о-ва Сахалин и Чаячий, пересынь Бабья Карга). Процесс разрушения более мощного бара — Острова Ярки — продолжается. В этих случаях направление берегоформирующего, в прошлом поперечного, потока наносов при высоком уровне совпало с направлением размыва.

Значительно медленнее размываются Посольские косы благодаря наличию вдольберегового потока наносов, расход которых существенно сократился в связи с укреплением берегов и прекращением абразии на соседних по ходу потока наносов участках.

Аккумулятивные формы, отчленяющие лагуны (соры) в Малом Море и на северо-западном побережье, при стоянии высоких уровней подвергались размыву, но некоторые восстановились, наростив свою высоту благодаря постоянству бюджета наносов.

Отмирание аккумулятивных береговых форм, отчленяющих лагуны, приводит к изменению в них водообмена, химического состава вод, температурного и гидробиологического режимов. Изменяются и микроклиматические условия на их побережьях. Все это отрицательно сказывается на рекреационном и рыбохозяйственном потенциале озер, так как исчезает прибрежно-соровая зона — место воспроизводства и нагула промысловых рыб Байкала. Природе для создания береговой зоны этого уникального озера понадобились многие тысячелетия. Под влиянием же техногенного (антропогенного) фактора все это разрушается в течение первых десятков лет. Вероятно, понятие зарегулированный сток вовсе не лишено смысла, ГЭС могла бы существенным образом влиять на величину уровня, но на самом деле этого нет. Временное понижение уровня Иркутского водохранилища на 0,5 м в 1971—1972 гг. приостановило активную абразию берегов на Байкале, показав, что путь регулирования берегоформирующих процессов есть [Широков, 1974]. Регулирование уровня в 1989 г. на отметке ниже на 0,3 м от НПГ позволило сохранить от размыва микробар вдоль Ярков и тем самым предотвратить их разрушение. При подъеме уровня до НПГ этот микробар, образующийся ежегодно, к осени размывается и его природная берегозащитная роль утрачивается.

Аналогичные процессы происходят и на Хубсугуле, где в 1972 г. уровень был отрегулирован инженерными средствами. Эта уникальная возможность позволила бы не допускать разрушения аккумулятивных берегов. Но, к сожалению, этого не происходит. В результате в районе пос. Турту дорога, ранее проходившая по самому берегу, сейчас перенесена выше по склону из-за размыва берегового вала, разрушаемого автотранспортом.

Мягкая Карга — самое широкое поле береговых валов на

Байкале, которое формировалось начиная с доголоценового времени. Это наиболее репрезентативная береговая аккумулятивная форма в отношении изучения истории развития береговой зоны Байкала в условиях колебаний уровенного режима, связанного гидроклиматическими ритмами разной продолжительности. Профиль через Мягкую Каргу достоверно отражает ритмические колебания уровня, согласующиеся со схемой климатостратиграфического подразделения Сибири.

Результаты исследований морфологии, динамики и истории развития Мягкой Карги позволили установить, что последняя формировалась со стороны Баргузинского и Чивыркуйского заливов, и что озера Арангатуй, Бормашевое и др.— провальные термокарстовые. В настоящее время развивается процесс вторичного формирования Мягкой Карги, начавшийся после опускания части ее в Баргузинском заливе по линии современного берега.

Залив (лагуна) Провал — также вторичное (возможно, более кратное) провальное образование. В настоящее время он уже не отчленен от Байкала флланговым баром вследствие его отмирания.

Термокарстовые провалы (просадки) по побережью Байкала развиты широко. На мысах северо-западного побережья формы берегового рельефа, слагающие дистальные оконечности мысов, отчленены от аллювиально-пролювиальных оснований их термокарстовыми лагунами.

Результаты исследований морфологии, динамики и схемы истории развития аккумулятивных форм берегового рельефа в пр. Малое Море свидетельствуют о том, что они формируются по одной схеме (за исключением м. Отто-Хушун, который представляет собой косу-стрелку). При гидродинамических воздействиях преимущественно северо-восточного направления эти формы — петлевидные косы — смещаются, наращиваются к юго-западу, одновременно размываясь и смещаясь в сторону лагун, отчлененных ими.

В формировании берегов на Байкале и Хубсугуле выявлены как некоторые аналогии, так и различия. Северо-западные берега обоих озер представляют собой абразионно-аккумулятивные системы и имеют схожие очертания. Но если на Байкале мысы — аллювиально-пролювиальные конусы выноса — расположены на продолжении долин, из материала эрозии которых они образовались, то на Хубсугуле такие мысы абрадированы и во многих случаях представляют собой выровненные участки. А аккумулятивные мысы — примкнувшие террасы, сложенные из материала абразии этих участков, расположены южнее на расстоянии до 2 км от размытых мысов.

Мысы-конусы выноса и примкнувшие террасы на северо-западных побережьях Байкала и Хубсугула как бы поменялись местами. На Байкале в Малом Море положение примкнувших террас и степень абразии мысов-конусов выноса приближаются к хубсугульскому. Это обусловлено разными темпами голоценовой трансгрессии. На Хубсугуле во время климатического оптимума уровень повышался резко. На Байкале в Малом Море темп

подъема уровня был усилен эффектом опускания суши. Современные очертания и морфология мысов с примкнувшими аккумулятивными террасами обоих водоемов — это промежуточная стадия процесса их развития.

Нами была составлена карта морфологии и динамики берегов оз. Хубсугул. Динамика пляжей, как и других аккумулятивных форм, определялась при этом уровенным режимом Байкала и Хубсугула.

В приурезовой части пляжа Байкала распространены пляжевые фестоны. Размывы их варьируют в широких пределах: от единиц до первых десятков метров. Они сложены фракциями от мелкозернистого песка до галечно-валунного материала. На Острове Ярки фестоны достигают 100 м, а механизм их образования отличается от общеизвестного морского. На Хубсугуле фестоны встречаются значительно реже, в основном в северной мелководной части или на участках, примыкающих к устьям рек.

Устьевые формы берегового рельефа Байкала также имеют свои характерные черты. В частности, в устьях многих рек, особенно северо-восточного побережья, формируются лагунные устьевые косы (формы, присущие только Байкалу). Устьевые формы Юго-Восточного Байкала периодически подвергаются переформированиям селями, что характерно и для устьев рек Хубсугула. На обоих водоемах широко распространены блокированные устья.

Сопоставляя историю развития некоторых под- и надводных аккумулятивных форм (в зал. Чивыркуйском и прол. Малое Море), мы имеем возможность определить участие неотектонических явлений при переформировании берегов Байкала, что предполагает учет их при проектировании рекреационных объектов в береговой зоне озера. Резче выражены такие явления на Хубсугуле.

Использование аэро- и космических снимков позволило произвести морфологический анализ аккумулятивных форм и выявить закономерности современных береговых процессов. Используя принцип актуализма, мы проанализировали древние береговые формы, составили схемы истории их развития и выделили антропогенный период в развитии и динамике береговой зоны Байкала на фоне внутривекового цикла колебаний уровенного режима.

При морфологическом анализе аккумулятивных форм берегового рельефа большое внимание было уделено вертикальным профилям, позволяющим определять изменения взаимного положения берега и уровня водоема вследствие его циклических (ритмических) колебаний, соответствующих гидроклиматическим ритмам для Сибири и Сев. Монголии. Достаточно убедительно на профилях опознаются участки, подверженные неотектоническим проявлениям. Особенно это характерно для Хубсугула.

Необходимо максимально использовать свойство аккумулятивных форм, в частности дуг-элементов природных самозащитных сооружений, образовавшихся вследствие случайного благоприятного сочетания геоморфологической структуры берега, волнового и уровенного режимов [Сокольников, 1976], т. е. всемерного применения инженерной морфодинамики берегов, направленного на минимальное нарушение природных образований при максимальном эффекте освоения береговой зоны Байкала и Хубсугула.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафонов Б. П. Условия сноса продуктов выветривания с полуострова Святой Нос // Донные отложения Байкала.— М.: Наука, 1970.— С. 29—42.

Агафонов Б. П., Рогозин А. А. Селевой снос в оз. Байкал в 1971 г. // Круговорот вещества и энергии в водоемах.— Иркутск, 1981.— Вып. 4.— С. 97—98.

Агафонов Б. П., Рогозин А. А. Количественная оценка селевого сноса в оз. Байкал.— Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1985.— С. 53—63.

Айбунд М. М., Бабков А. И., Егорихин Е. Д. Результаты изучения поверхностных течений в селенгинском районе оз. Байкал с помощью авиации // Использование аэрометодов и космической информации в гидрологических исследованиях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— С. 66—82.

Алексеопольский Н. М. Фотограмметрия.— М.: Геодезиздат, 1956.— 412 с.

Антощенко-Оленев И. В. История природных обстановок и тектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 155 с.

Арэ Ф. А. Термоабразия морских берегов.— М.: Наука, 1980.— 160 с.

Асланикашвили А. Ф. Метакартография.— Тбилиси: Мецниереба, 1974.— 125 с.

Атлас ветрового волнения и ветра оз. Байкал.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 117 с.

Атлас Иркутской области.— М.; Иркутск: ГУГК, 1962.— 182 с.

Афанасьев А. Н. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР.— М.: Наука, 1967.— 231 с.

Афанасьев А. Н. Об ожидаемом цикле водного режима оз. Байкал // Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975а.— С. 254—262.

Афанасьев А. Н. Береговая зона и циклические колебания уровня воды Байкала // Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975б.— С. 258—262.

Базаров Д.-Д. Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 182 с.

Байдин С. С. Устьевая область реки как часть прибрежной зоны моря // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов.— М.: Наука, 1971.— С. 67—74.

Баранова А. И., Зубенко Ф. С., Кудрявцева Е. Н. и др. Изучение физико-геологических процессов на побережьях и берегах водохранилищ по аэроснимкам.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967.— 283 с.

Батсух А., Шумеев В. П., Черкасов А. Е., Самарин А. В. Поверхностные воды и водный баланс оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР.— М.: Недра, 1976.— С. 185—206.

Белова В. А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны.— М.: Наука, 1975.— 123 с.

Белова В. А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 160 с.

Богоявленский Б. А. Картографический метод при изучении географических процессов и явлений (на примере формирования дельт р. Селенги) // Аэросъемка и ее применение: Тез. докл.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967.— С. 336—340.

Богоявленский Б. А. Моделирование природы озерного края Селенгинской дельты, ее динамика и прогноз развития // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 105—128.

Болдырев В. Л. История развития и современная динамика косы Чушка // Труды Института океанологии АН СССР.— М., 1961а.— Т. 48.— С. 67—87.

Болдырев В. Л. Применение аэрофотосъемки для изучения потоков песчаных наносов // Труды Океанографической комиссии АН СССР.— М., 1961б.— Т. 8.— С. 201—205.

Болдырев В. Л. Подводные песчаные валы как индикаторы вдольберегового перемещения наносов // Труды Института океанологии АН СССР.— М., 1961в.— Т. 48.— С. 193—201.

Болдырев В. Л. Комплекс признаков, характеризующих изменение емкости вдольбереговых потоков песчаных наносов // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры.— Таллинн: Валгус, 1966.— С. 60—65.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 542 с.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости.— М.: Наука, 1965.— 260 с.

Брянский В. П. Памятники природы.— Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1983.— 111 с.

Буданов В. И., Медведев В. С. Микроформы береговой зоны приливного моря // Новые исследования берегов морей и водохранилищ.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 73—77.

Будз М. Д. Условия формирования селей в Прибайкалье // Оползни, сели, термокарст в Восточной Сибири и их инженерно-геологическое значение.— М.: Наука, 1969.— С. 60—95.

Верещагин Г. Ю. Отчет о работах, произведенных на Байкале во время командировки от Императорской Академии Наук летом 1916 года // Труды Комиссии по изучению Байкала.— Пг., 1918.— Т. 1, вып. 1.— 104 с.

Верещагин Г. Ю. Современные движения земной коры в Прибайкалье в связи с вопросом о методе их наблюдений на крупных озерах // Проблемы физической географии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.— Т. 4.— С. 105—113.

Виноградов Б. В. Аэрокосмический мониторинг экосистем.— М.: Наука, 1984.— 320 с.

Виноградов Б. В., Кондратьев К. Я. Космические методы землеведения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 191 с.

Власова Л. К. О стоке взвешенных наносов рек Байкала // Донные отложения Байкала.— М.: Наука, 1970.— С. 60—63.

Власова Л. К. Сток наносов притоков // Литодинамика и осадкообразование Северного Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 13—19.

Галазий Г. И. Динамика роста древесных пород на берегах Байкала в связи с циклическими изменениями уровня воды в озере // Геоботанические исследования на Байкале.— М.: Наука, 1967.— С. 44—301.

Галазий Г. И. Зависимость годичного прироста деревьев от изменения климата, уровня воды и рельефа на северо-западном побережье Байкала // Геоботанические исследования и динамика берегов и склонов на Байкале.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972.— 216 с.

Галазий Г. И. Байкал в вопросах и ответах.— Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1984.— 368 с.

Галкин В. И. Динамика развития впадин // Динамика Байкальской впадины.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 44—58.

Гамаженко В. С. Динамика пляжа на мысе Пицунда // Укрепление морских берегов.— М.: Транспорт, 1972.— С. 28—34.

Глуховский Б. Х. Исследование морского ветрового волнения.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 284 с.

Гонин Г. В. Космическая фотосъемка для изучения природных ресурсов.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1980.— 319 с.

Гравис Г. Ф. Сезонные бугры пучения как индикатор многолетнемерзлых пород // Геокриологические исследования.— Якутск, 1971.— С. 23—32.

Гравис Г. Ф., Лисун А. М. Ритмостратиграфия четвертичных отложений Монголии по палинологическим данным и история развития многолетнемерзлых горных пород // Геокриологические условия МНР.— М.: Наука, 1974.— С. 148—186.

Гречищев Е. К. Защита берегов — составная часть природоохранных мероприятий на оз. Байкал // Берега водохранилищ: Тез. докл.— Иркутск, 1980.— С. 135—136.

Гурулев С. А. О возрасте четвертичного оледенения в Северном Прибайкалье // Труды Восточно-Сибирского геологического института.— Иркутск, 1959.— Вып. 2.— С. 175—186.

Гурьева З. И., Петров К. М., Рамм Н. С., Шарков В. В. Геолого-геоморфологическое изучение морских мелководий и берегов по материалам аэрофотосъемки.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968.— 371 с.

Гурьева З. И., Петров К. М., Шарков В. В. Аэрометоды геолого-геоморфологического исследования внутреннего шельфа и берегов морей.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976.— 227 с.

Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии.— М.: Наука, 1981.— 196 с.

Девяткин Е. В. Межрегиональная корреляция // Поздний кайнозой Монголии.— М.: Наука, 1989.— С. 190—199.

Дергачев В. А. Социально-экономические аспекты изучения береговой зоны океана // Морские берега.— М.: Мысль, 1982.— С. 11—18.

Дмитриев Г. А. История осадконакопления на перешейке полуострова Святой Нос (Байкал) // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири.— М.: Наука, 1968.— С. 89—97.

Долотов Ю. С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления.— М.: Наука, 1989.— 270 с.

Дриженко Ф. К. Лоция и физико-географический очерк озера Байкала.— СПб.: Главное гидрографическое управление, 1908.— 443 с.

Думитрашко Н. В. Геоморфологический очерк верхнеангарской котловины // Труды Института географии.— М.: Изд-во АН СССР, 1939.— Т. 31.— С. 5—84.

Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеография Байкальской горной области // Труды Института географии.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.— Т. 55.— С. 95—99.

Егоров Е. Н. О некоторых формах аккумулятивного берега, связанных с продольным перемещением наносов // Докл. АН СССР.— 1951.— Т. 80, № 50.— С. 813—815.

Егоров Е. Н. Наблюдения над пляжевыми фестонами // Труды Института океанологии.— М.: Изд-во АН СССР, 1953.— С. 117—125.

Егоров Е. Н. Об устойчивости контура изрезанных морских берегов при нормальной к ним волновой равнодействующей // Труды Института океанологии.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— С. 107—117.

Егоров Е. Н. Некоторые результаты десятилетних исследований динамики подводных песчаных валов // Труды Совещания по динамике берегов.— Одесса, 1959.— С. 179—183.

Есин Н. В., Савин М. Т., Жиляев А. П. Абразионный процесс на морском берегу.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 200 с.

Забелин Э. К. Миграция прорвы р. Охоты и влияние ее на динамику берега // Новые исследования берегов морей и водохранилищ.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 67—72.

Заболотник С. И. Сезонное промерзание — протаивание грунтов в Монгольской Народной Республике и его картирование // Геокриологические исследования.— Якутск, 1971.— С. 77—82.

Зданович В. Г. Применение аэрометодов для исследования моря.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 546 с.

Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов // Труды Института океанологии.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— С. 3—39.

Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 150 с.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии берегов.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 710 с.

Золотарев А. Г. К геоморфологии юго-западного побережья Байкала в районе пос. Коты // Материалы по геологии Восточной Сибири.— Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1958.— С. 46—56.

Золотарев А. Г., Кулаков В. С. Геоморфология. Неотектоника и морфоструктуры // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР.— М.: Недра, 1976а.— С. 66—84.

Золотарев А. Г., Кулаков В. С. Неотектоника и палеогеоморфология подводной части впадины оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР.— М.: Недра, 1976б.— С. 87—90.

Зорин Л. В. Формирование дельты Селенги и образование залива Провал // Уч.-зап. МГУ. Сер. Геоморфол.— М.: 1956.— Вып. 182.— С. 193—196.

Зубенко Ф. С. Методика изучения берегов водохранилищ и процессов их переработки по аэроснимкам // Изучение физико-геологических процессов на побережьях и берегах водохранилищ по аэроснимкам.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967.— С. 161—213.

Иванов А. Х. Восточное Прикосоголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание.— М., 1953.— 266 с.

Ионин А. С. Отмирающие береговые аккумулятивные формы Берингова моря // Морские берега.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 85—97.

Казенкина Г. А., Ладохин Н. П. Донные отложения и некоторые особенности геоморфологии Посольского залива на Байкале // Исследования берегов водохранилищ и оз. Байкал.— М., 1964.— С. 92—104.

Каплин П. А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей // Новые исследования береговых процессов.— М.: Наука, 1971.— С. 22—34.

Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.— 266 с.

Карабанов Е. Б. Роль суспензионных потоков и подводных напосов в формировании осадков оз. Байкал // Позднекайнозойская история озер в СССР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 30—38.

Карабанов Е. Б., Фиалков В. А. Поводные каньоны Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— 104 с.

Каракозов Г. Наука о следах // Наука и жизнь.— 1979.— № 1.— С. 136—142.

Кинг К. А. Пляжи и берега.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.— 435 с.

Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.— М.: Наука, 1974.— 255 с.

Котлов Ф. В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека.— М.: Недра, 1978.— 261 с.

Крылов Ю. М. Направление и задачи исследования морского волнения // Океанология.— 1963.— № 3.— С. 606—619.

Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 255 с.

Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Цыплухин В. Ф. и др. Спектральный метод расчета параметров ветровых волн для гидротехнического строительства // Труды координационного совещания по гидротехнике.— М.: Энергия, 1969.— Вып. 50.— С. 267—274.

Кузнецов Г. А., Кулаков В. С., Сульдин В. А. и др. Структура впадины озера Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья (МНР).— Иркутск; Улан-Батор, 1973.— С. 19—33.

Куклин А. К. Опыт непрерывной регистрации ветра и волн на Байкале // Труды океанографической комиссии АН СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— Т. 8.— С. 170—178.

Куклин А. К. Прибрежный электроволнограф с электронным автоматическим мостом.— Иркутск: ИУГМС, 1966.— С. 124—137.

Кулаков В. С. Древнее и современное оледенение Северной Монголии (Прихубсугулье) // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья.— Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1981.— С. 10—19.

Кулиш Л. Я. Активизация размыва берегов оз. Байкал после повышения его уровня // Исследования берегов водохранилищ и оз. Байкал.— М.: Наука, 1964.— С. 105—109.

Кулиш Л. Я. Некоторые особенности абразии и динамики наносов в зоне влияния берегоукрепительных сооружений на юго-восточном побережье Байкала // Сборник работ Иркутской ГМО им. А. В. Вознесенского.— Иркутск, 1966.— Вып. 1.— С. 95—100.

Кулиш Л. Я., Пинегин А. В. Динамика наносов // Динамика озера Байкал при новом уровенном режиме.— М.: Наука, 1976.— С. 18—30.

Кульчицкий А. А., Свинин В. В., Адаменко Р. С. и др. К палеогеографии Байкала по археологическим материалам из Большой Лударской пещеры // Изв. Вост.-Сиб. отд. ГО СССР.— Иркутск, 1971.— Т. 68.— С. 189—196.

Кульчицкий А. А., Фирсов Л. В., Пуляевский Г. М. К геохронологии отложений голоцена, палеогеографии и новейшей тектоники Северного Байкала // Круговорот вещества и энергии в озерах и водохранилищах.— Листвянничное-на-Байкале, 1973.— С. 11—14.

Лабутина И. А., Сафьянов Г. А. Исследования распространения твердого стока рек по аэрокосмическим снимкам на примере Кодоры и Селенги // Космическая съемка и тематическое картографирование.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980.— С. 118—125.

Ладейщиков Н. П. О ландшафтно-климатическом обосновании рекреационного освоения Прибайкалья и озера Байкал // Изучение и преобразование природы Сибири и Дальнего Востока в связи с ее перспективным освоением.— Иркутск: Ин-т геогр. СО АН СССР, 1969.— С. 116—117

Ладейщиков Н. П. Об особенностях рекреационных ресурсов и методах их оценки в целях ландшафтно-архитектурного проектирования (на примере Прибайкалья) // Проблемы прикладной географии.— Иркутск: Ин-т геогр. СО АН СССР, 1971.— С. 76—83.

Ладейщиков Н. П. К проблеме рекреационного освоения и охраны природы Байкала и Прибайкалья // Природа Байкала.— Л.: Геогр. о-во СССР, 1974.— С. 268—279.

Ладейщиков Н. П. Сезонные метеорологические процессы и климатическое районирование // Динамика Байкальской впадины.— Новосибирск, 1975.— С. 14—43.

Ладохин Н. П. О древнем оледенении Баргузинского хребта // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР.— Улан-Удэ, 1954.— Вып. 1.— С. 147—161.

Ладохин Н. П. Подводные долины (каньоны) в юго-восточной части Байкала // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР.— Улан-Удэ, 1957.— Вып. 3.— С. 125—140.

Ладохин Н. П. Современные тектонические движения в заливе Провал и методика их изучения // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1960.— № 1.— С. 59—66.

Ладохин Н. П., Гречищев Е. К. Результаты изучения современных тектонических движений берегов оз. Байкал // Труды Восточно-Сибирского геологического института СО АН СССР, 1961.— Вып. 3.— С. 17—25.

Ламакин В. В. Неотектоника байкальской впадины.— М.: Наука, 1968.— 247 с.

Лапердин В. К., Тржцинский Ю. Б. Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 103 с.

Лахтина О. В., Суходольская Л. А. Динамика многолетнемерзлых пород в Забайкалье на протяжении конца позднего плейстоцена — голоцена // История развития многолетнемерзлых пород Евразии.— М.: Наука, 1981.— С. 113—125.

Леонтьев О. К. Морфологический анализ как один из основных методов изучения динамики морских берегов // Вестн. Моск. ун-та.— 1954.— № 10.— С. 119—130.

Леонтьев О. К. Об унаследований береговых аккумулятивных форм // Методы географических исследований.— М.: Географиздат, 1960.— С. 72—81.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961.— 415 с.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963.— 464 с.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г. О причинах планетарного распространения береговых баров // Океанология.— 1965.— Т. 5, вып. 4.— С. 653—661.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Лукьянова С. А. Структурно-геоморфологический анализ берегов мирового океана // Уровень, берега и дно океана.— М.: Наука, 1978.— С. 7—60.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975.— С. 163—167.

Лехатинов А. М. Дендрохронологический метод установления времени и периодичности прохождения селевых потоков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1967.— № 2.— С. 140—142.

Лещиков Ф. Н., Шульгин М. В. Разрушение берегов ангарского водохранилища в криолитозоне // Формирование берегов Ангаро-Енисейских водохранилищ.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— С. 59—64.

Логачев Н. А. Рельеф и геоморфологическое районирование // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.— М.: Наука, 1974.— С. 7—16.

Логачев Н. А., Галкин В. И., Голдырев Г. С. Впадины Байкальской системы // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.— М.: Наука, 1974.— С. 21—55.

Логвиненко Н. В. Морская геология.— Л.: Недра, 1980.— 343 с.

Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 379 с.

Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана.— М.: Наука, 1973.— 244 с.

Лут Б. Ф. Общая характеристика и динамика прибрежной зоны // Лимнология прибрежно-соровой зоны Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 44—53.

Лут Б. Ф., Галазий Г. И. Экзогенные процессы и динамика развития северо-западного склона Байкальской впадины // Донные отложения Байкала.— М.: Наука, 1970.— С. 43—54.

Лымарев В. П. Вопросы охраны природы морских берегов (на примере Черного и Азовского морей) // Морские берега.— М.: Мысль, 1982.— С. 19—39.

Максимов Е. В. Проблемы оледенения земли и ритмы в природе.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972.— 296 с.

Мангазеев В. Я., Рогозин А. А., Якимов А. А. Морфометрия впадины оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР.— М.: Недра, 1976.— С. 87—90.

Марков К. К. Общий взгляд на географию // Вестн. АН СССР.— 1976.— № 7.— С. 10.

Мац В. Д. Кайнозойские отложения Байкальской впадины // Палеолимнологические реконструкции. Байкальская рифтовая зона.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989.— С. 7—19.

Мац В. Д., Покатилов А. Г. Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе озера Байкал // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 3.— С. 133—139.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М.: Недра, 1976.— 279 с.

Михайлов В. Н., Рогов М. М., Макарова Т. А., Полонский В. Ф. Динамика гидрографической сети неприливных устьев рек.— М.: Гидрометеоиздат, 1977.— С. 96—132.

Морская геоморфология: Терминологический справочник/Под ред. В. П. Зенковича, Б. А. Попова.— М.: Мысль, 1980.— 280 с.

Мысливец В. И. Развитие и современное состояние представлений о внешнем шельфе Мирового океана // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии.— М.: Наука, 1975.— С. 80—92.

Мякокин В. С. К вопросу о вертикальных движениях берегов оз. Байкал //

Труды Океанографической комиссии.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— Т. 4.— С. 197—204.

Назиров М. Льды и взвеси как гидротермодинамические трассеры.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 165 с.

Невесский Е. Н. О связи контура береговой линии с геологической структурой абрадируемого берега // Труды Института океанологии.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— Т. 21.— С. 175—186.

Никифоров Л. Г. Отражение тектонической структуры в рельефе морских побережий // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии.— М.: Наука, 1975.— С. 105—124.

Новиков В. Н. К оценке роли зональных факторов динамики берегов в прибрежном россыпеобразовании // Морские берега.— М.: Мысль, 1982.— С. 116—121.

Орвику К. К. О разных путях накопления грубообломочного материала на отдельных берегах // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов.— М.: Наука, 1971.— С. 143—148.

Орлов В. И. Анализ динамики природных условий и ресурсов.— М.: Наука, 1975.— 275 с.

Павлов О. В., Лещиков Ф. Н. Район Баргузинской впадины и Верхне-Ангарской впадины // Инженерная геология Прибайкалья.— М.: Наука, 1968.— С. 158—162.

Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала.— Иркутск: Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1955.— 201 с.

Пальшин Г. Б., Замараев С. М. Некоторые особенности развития межгорных впадин Прибайкалья // Инженерная геология Прибайкалья.— М.: Наука, 1968.— С. 23—37.

Пинегин А. В. Основные закономерности формирования и динамика береговой зоны оз. Байкал: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Иркутск, 1975.— 27 с.

Пинегин А. В. Эвстатическое повышение уровня Байкала и вопросы современных тектонических движений его берегов // Теоретическая геоморфология кайнозоя Внутренней Азии.— Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1989.— С. 127—129.

Пинегин А. В., Рогозин А. А., Лещиков Ф. Н. и др. Динамика берегов озера Байкал при новом уровенном режиме.— М.: Наука, 1976.— 87 с.

Поздняков А. В. Динамическое равновесие в рельефообразовании.— М.: Наука, 1988.— 207 с.

Помыткин Б. А. К вопросу о сгонно-нагонных колебаниях уровня оз. Байкал // Исследования гидрологического режима Байкала.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 242—263.

Попов Б. А. Приближенный анализ формы слабовогнутых аккумулятивных береговых дуг // Труды Института океанологии.— М.: Наука, 1965.— Т. 76.— С. 167—187.

Попов Б. А. Равновесная форма сильновогнутой (внешней) аккумулятивной береговой дуги // Исследования гидродинамических и морфологических процессов береговой зоны моря.— М.: Наука, 1966.— С. 112—136.

Попов Е. А. О влиянии наледи и берегового припая на динамику морского берега // Вопросы изучения морских берегов.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— С. 109—112.

Применение аэрометодов в ландшафтных исследованиях/Под ред. В. П. Мирошниченко.— Л.: Изд-во АН СССР, 1961.— 306 с.

Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях/Под ред. В. Б. Комарова.— Л.: ВСЕГЕИ, 1976.— 161 с.

Риттер К. Землеведение Азии.— СПб., 1879.— 477 с.

Рогозин А. А. Динамика берегов селенгинского побережья // Продуктивность Байкала и антропогенные изменения его природы.— Иркутск, 1974а.— С. 43—53.

Рогозин А. А. Динамика некоторых кос и баров на Байкале // Продуктивность Байкала и антропогенные изменения его природы.— Иркутск, 1974б.— С. 26—38.

Рогозин А. А. О причинах вертикальных смещений береговой линии Байкала (по данным аэрофотосъемки) // Круговорот вещества и энергии в водоемах. Морфология, литодинамика, седиментация.— Листвянничное-на-Байкале, 1977.— С. 49—51.

Рогозин А. А. О регулировании уровенного режима оз. Хубсугул как условия успешного освоения его берегов // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Улан-Батор, 1978а.— С. 11—12.

Рогозин А. А. К истории развития аккумулятивных берегов Посольского сора (на Байкале) // Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978б.— С. 130—135.

Рогозин А. А. Особенности формирования берегов на Хубсугуле и Байкале // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР: Тез. докл.— Улан-Батор, 1980а.— С. 25—27.

Рогозин А. А. К истории развития абразионно-аккумулятивных берегов Хубсугула // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья.— Иркутск; Улан-Батор, 1980б.— С. 34—43.

Рогозин А. А. Об истории развития рельефа селенгинского побережья оз. Байкал // Рыбохозяйственное значение прибрежно-соровой зоны оз. Байкал.— Иркутск, 1981а.— С. 3—18.

Рогозин А. А. О динамике аккумулятивных берегов оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья.— Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1981б.— С. 30—42.

Рогозин А. А. О морфологии и динамике берегов острова Далайн-Хуйс // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск, 1981в.— С. 23—26.

Рогозин А. А. О береговых дугах на Хубсугуле — береговых аналогах берегозащитных сооружений // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР: Тез. докл.— Улан-Батор, 1982а.— С. 39—41.

Рогозин А. А. О морфологии и динамике рельефа берегов устьевых областей некоторых рек на озере Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья.— Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1982б.— С. 18—23.

Рогозин А. А. Морфология и динамика берегов Северного Хубсугула // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск, 1983.— С. 31—32.

Рогозин А. А. Аэрокосмический мониторинг динамики береговой зоны Хубсугула и Байкала // Природные условия и ресурсы районов МНР: Тез. докл.— Иркутск, 1985.— С. 7—8.

Рогозин А. А. Некоторые особенности морфологии береговой зоны водоемов байкальского типа (на примере Байкала и Хубсугула) // Теоретическая геоморфология. Кайнозой Внутренней Азии.— Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1989.— С. 126—127.

Рогозин А. А., Сизиков А. М. Развитие береговой зоны Байкала в голоцене // Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири: Тез. докл.— Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1988.— С. 13—14.

Рогозин А. А., Сизиков А. М. Изменение режима стока рек юга Восточной Сибири в позднем голоцене // 100 лет Государственной геологической службе Восточной Сибири: Тез. докл.— Иркутск: ВСНИИГиМС, 1988.— С. 69—70.

Рогозин А. А., Сергеева Л. П., Кустова Г. И. Исследование поверхностных течений на Братском водохранилище с помощью авиации // Рыбохозяйственное значение прибрежно-соровой зоны оз. Байкал.— Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1981.— С. 107—118.

Рогозин А. А., Спесивцев В. И., Якимов А. А. О влиянии некоторых криогенных факторов на динамику берегов оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск, 1979.— С. 25—27.

Рогозин А. А., Якимов А. А. Активизация размыва берегов на оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск, 1977.— С. 9—11.

Рогозин А. А., Якимов А. А. О морфологии и динамике побережья залива Борцог-Гол // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск, 1981.— С. 26—27.

Рогозин А. А., Якимов А. А. Морфология и динамика озерного края дельты р. Джаргалан // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск, 1983.— С. 33.

Рогозин А. А., Якимов А. А. Об использовании аэро- и космических материалов при исследовании берегов Хубсугула и Байкала // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР: Тез. докл.— Иркутск, 1985.— С. 5—7.

Рогозин А. А., Якимов А. А., Лхагвасурен Б. Опыт измерения и расчета ветровых волн на оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск: ИГУ — МОГУ, 1979.— С. 28.

Рогозин А. А., Якимов А. А., Лхагвасурен Б. О волновом режиме и потоке наносов в районе устья р. Хавцал // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск, 1983.— С. 34—35.

Савина Л. Н. Тенденция развития приближенных ландшафтов оз. Байкал // Позднекайнозойская история озер.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 42—52.

Савич Н. В. Посольское болото. Геоботанические исследования на Байкале.— М.: Наука, 1967.— С. 302—342.

Садов А. В., Ревзон А. Л. Аэрокосмические методы в гидрогеологии и инженерной геологии.— М.: Недра, 1979.— 223 с.

Салищев К. А., Воскресенский С. С., Глушков В. В. и др. Результаты предварительной интерпретации материала многозональной съемки, полученные с КК «Союз-22» в совместном эксперименте СССР и ГДР «Радуга» // Космическая съемка и тематическое картографирование.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979.— С. 38—115.

Самойлов И. В. Устья рек.— М.: Географгиз, 1952.— 527 с.

Сафьянов Г. А. Береговая зона океана в XX веке.— М.: Мысль, 1978.— 264 с.

Селюк Е. М. Исследования, расчеты и прогнозы ветрового волнения на водохранилищах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 224 с.

Сизиков А. М. Долгопериодические изменения гидрологического режима рек Прибайкалья в голоцене // Моделирование и прогнозирование геофизических процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 36—39.

Сокольников Ю. Н. Инженерная морфодинамика берегов и ее приложения.— Киев: Наук. думка, 1976.— 224 с.

Соловьева Г. Д. Соотношение влияния климатического и тектонического факторов на развитие морских берегов // Морские берега.— М.: Мысль, 1982.— С. 22—31.

Солоненко В. П., Треснов А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г.— Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1960.— 39 с.

Тимофеев Д. А. Терминология аридного и эолового рельефообразования.— М.: Наука, 1980.— 114 с.

Ульст В. Г. К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу // Вопросы изучения морских берегов.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— С. 91—100.

Ульст В. Г. Главнейшие морфодинамические особенности Советских берегов Балтийского моря // Морская геология.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 197—202.

Уошборн А. Л. Мир холода. Геокриологические исследования.— М.: Прогресс, 1988.— 384 с.

Фиалков В. А. Особенности течений в мелководной части района // Течения Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977а.— С. 108—115.

Фиалков В. А. Колебания уровня и гидрологический режим мелководных районов // Лимнология прибрежно-соровой зоны Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977б.— С. 66—82.

Флоренсов Н. А. К морфологии берегов среднего и северного Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов.— М.: Наука, 1964.— С. 124—137.

Флоренсов Н. А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири.— М.: Наука, 1968.— С. 59—73.

Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии.— М.: Наука, 1978.— 238 с.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии.— М.: Наука, 1977.— 200 с.

Хотинский Н. А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена.— М.: Наука, 1989.— С. 12—17.

Черкасов А. Е., Шумеев В. П., Батсух Н. Гидрогеологический режим рек бассейна Хубсугула // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья.— Иркутск; Улан-Батор, 1972.— С. 74—86.

Чувардинский В. Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология.— 1985.— № 3.— С. 70—77.

Шадрин И. Ф. О наносодвижущем и рельефообразующем эффекте волновых идольбереговых течений // Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря.— М.: Наука, 1966.— С. 3—27.

Шамшева Т. В. Режим ветра над Байкалом // Сборник Иркутской ГМО им. А. В. Вознесенского.— Иркутск, 1967.— Вып. 2.— С. 52—80.

Шарков В. В., Гурьева З. И., Кильдюшевский Е. И. Аэрокосмические методы геологического изучения шельфа.— М.: Недра, 1985.— 275 с.

Шепард Ф. В. Морская геология.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976.— 488 с.

Широков В. М. Формирование берегов и ложа крупных водохранилищ Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 172 с.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Зап. геогр. о-ва. Нов. сер.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957.— 335 с.

Щукин И. С. Общая геоморфология.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974.— Т. 3.— С. 174—288.

Якимов А. А. Статистический анализ ветрового волнения на вычислительной машине // Исследование берегов водохранилищ и оз. Байкал.— М.: Наука, 1964.— С. 32—35.

Якимов А. А., Рогозин А. А., Лхагвасурен Б. Опыт измерения и расчета ветровых волн на оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР.— Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1979.— С. 28.

Ясаманов Н. А. Древние климаты земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1985.— 295 с.

Ясаманов Н. А. Занимательная климатология.— М.: Знание, 1989.— 190 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение 7

Глава 1. **Морфология и динамика берегов Байкала при искусственном уровенном режиме** 10

Глава 2. **Морфология, динамика и история развития аккумулятивных форм рельефа береговой зоны Байкала** 28

Селенгинское побережье . . . . . —

История развития берегов Селенгинского побережья . . 33

Морфология и динамика п-ова Карга (Посольских кос) . 35

Коса Заворотная 43

Коса у м. Средний Кедровый 46

Переймы (томболо) Байкала 47

Формы рельефа береговой зоны Северного Байкала . . 61

Другие аккумулятивные формы рельефа 77

Об отражении неотектоники в морфологии и динамике аккумулятивных форм 78

О берегоохранных мероприятиях 80

Глава 3. **Морфология и динамика береговой зоны Хубсугула** . . 83

История формирования истока р. Эгин-Гол 85

Ветровое волнение на Хубсугуле 88

Типы берегов Хубсугула 89

Абразионно-аккумулятивные берега 99

О морфологии и динамике берегов о. Далайн-Хуйс . . . 107

Аккумулятивные формы береговой зоны заливов Хубсугула 109

Морфология и динамика береговой зоны Северного Хубсугула 117

Неотектоника и формирование берегов Хубсугула . . . 123

Влияние мерзлоты на динамику берегов Хубсугула . . . 124

Глава 4. **Береговые дуги Байкала и Хубсугула** 128

Береговые дуги Байкала 131

Береговые дуги Хубсугула 136

Береговые дуги северо-западных берегов Байкала и Хубсугула 138

Глава 5. **Динамика аккумулятивных форм устьевых участков рек Байкала и Хубсугула** 141

Глава 6. **О некоторых аналогиях и различиях формирования берегов на Байкале и Хубсугуле** 150

Заключение 154

Список литературы 158

100

«НАУКА»
НОВОСИБИРСК