

РАЗВИТИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Н. А. Шполянская, Ю. Б. Бадю, И. Д. Стрелецкая

Московский государственный университет, геогр. ф-т, 119992, Москва, Воробьевы горы, Россия

Авторами проанализирована динамика береговой линии Западного сектора Российской Арктики на протяжении последних примерно 250 тыс. лет, приведшая к современному облику побережья региона. Реконструированы типы берегов и отложений, слагавших береговую зону и шельф, на разных этапах плейстоцен-голоценовой истории.

Береговые процессы, типы берегов, термоабразия, термоэрозия, аккумуляция, ледовые льды, плейстоцен-голоценовая история

DEVELOPMENT OF SEA COAST LINE OF WESTERN RUSSIAN ARCTIC IN THE QUATERNARY PERIOD

N. A. Shpolyanskaya, Yu. B. Badu, I. D. Streletskaya

Moscow State University, Department of Geography, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia

The coastal line dynamics of the Western sector of Russian Arctic during the last 250 000 years is analyzed by the authors. Different types of coasts and sediments of a coastal zone and shelf at different stages of Pleistocene-Holocene history are revealed.

Coastal processes, types of beach, underground ice, thermoabrasion, thermoerosion, coastal accumulation, Pleistocene-Holocene history

ВВЕДЕНИЕ

Современный Арктический шельф и положение береговой линии Северного Ледовитого океана представляют собой результат их развития в позднекайнозойский период. Неоднократные изменения положения береговой зоны Западного сектора Арктики в этот период определялись природными процессами двух планов: во-первых, это общепланетарные, обусловленные тектоническими и климатическими причинами процессы, вызывавшие крупные изменения уровня морей, появление обширных ледниковых покровов; во-вторых, это постоянно действующие местные экзогенные процессы, осложненные наличием в регионе вечномерзлых пород, в большинстве своем с крупными залежами подземных льдов.

Цель настоящего сообщения — проследить динамику береговой зоны Западного сектора Арктического бассейна (куда входят Европейский Север и Западная Сибирь) как следствие многократного изменения палеогеографических условий на протяжении последних примерно 250 тыс. лет и оценить ее роль в формировании геоморфологического облика современного побережья региона.

В полярных областях, где преобладают отрицательные среднегодовые температуры и воздуха, и горных пород, определяющее влияние на

процессы берегового рельефообразования оказывают ледовый режим моря, на 9—10 месяцев в году обуславливающий консервацию побережий припайными льдами, и наличие вечномерзлых пород на берегах и на шельфе. Низкотемпературные мерзлые породы, с одной стороны, обладая высокой прочностью (подобно скальным породам), превышающей энергию прибоя, мало подвержены механической абразии. С другой стороны, они в большой мере подвержены термической абразии, усиливаемой экзогенными процессами — морозным выветриванием пород, термической денудацией, а также термическим карстом в подводной части береговой зоны из-за выпаживания сезоннооттаивающих донных пород морскими волнами [Арз, 1980]. Поэтому, несмотря на кратковременность (2—3 месяца в году) теплого безледного периода, береговые процессы в регионе протекают достаточно интенсивно. Интенсивность термоабразии зависит от литологии пород и льдонасыщенности берегового уступа. Так, очень быстро разрушаются берега, сложенные чистым льдом, например, край ледника, спускающегося в море. Быстро разрушаются берега, содержащие большое количество подземных льдов. Малольдистые породы и мерзлые породы, не содержащие льда, разрушаются медленно.

Аккумулятивные процессы в береговой зоне в условиях вечной мерзлоты происходят как за счет термоденудации в прибрежных частях территории и выноса твердого материала реками и водотоками к береговой полосе, так и в результате термоабразии берегов и волновой переработки прибрежной полосы дна с выносом песчано-гравийного материала к берегу. На большей части арктического побережья осадки этих аккумулятивных форм промерзают сингенетически, непосредственно по мере накопления, в еще обводненном состоянии, минуя стадию диагенетического преобразования. Поэтому обычно им свойственна высокая льдистость — 45 + 70 %.

РАЗВИТИЕ БЕРЕГОВ РЕГИОНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

На протяжении плейстоцена наблюдались периодические глобальные потепления и похолодания, развитие и деградация крупных ледниковых покровов, осушение шельфа и последующее его затопление, глубокое промерзание пород с формированием мощных залежей подземных льдов и последующее их оттаивание, полное или частичное. Все это определяло конкретные условия, в которых происходили главные береговые процессы и формировался соответствующий тип береговой линии. На характер береговых процессов оказывали влияние все виды мерзлых толщ, которые формировались на суше (субаэральные), под ледниковыми покровами (субгляциальные) и непосредственно на дне моря (субмаринные). Динамику береговой зоны Западного сектора Арктики в плейстоцене можно представить следующим образом.

В конце плиоцена—начале плейстоцена на арктическом побережье Евразии повсеместно начинается морская трансгрессия. Одновременно происходит ухудшение климата. Север Русской равнины и Западной Сибири постепенно занимает обширный холодноводный морской бассейн, на суше развиваются ледниковые покровы. Об одновременности этих событий говорят [Попов, 1959, 1965; Лазуков, 1972, 1989; Данилов, 1978; Бирюков и др., 1989; Зархидзе и др., 1992]. Максимального развития и оледенение, и трансгрессия Арктического бассейна достигают в среднем плейстоцене (II₂₋₄). Ряд авторов [Зархидзе и др., 1992] считает, что в это время в Западной Арктике произошло преобразование структурно-тектонического плана и изменение взаимного положения областей сноса и аккумуляции. Море затопило сушу, а в северных частях шельфа возникли низменные приморские равнины (рис. 1).

В этот холодный этап с максимумом похолодания в период примерно от 250 до 150 тыс. лет назад температура воздуха в Запад-

ном секторе Арктики понизилась на 6—7° по сравнению с современной. Глубина на шельфе Баренцева моря превышала 100 м [Попов, 1965; Полякова, 1997], на Карском шельфе приближалась к этой величине [Попов, 1965; Данилов, 1978]. Теплое Северо-Атлантическое течение (Гольфстрим) не проникало в Полярный бассейн [Бараш, 1988; Полякова, 1997], море характеризовалось высокой ледовитостью. Западная часть Севера Русской равнины, включая полуострова Кольский и Канин, занята была Скандинавским ледниковым покровом, северный и восточный склоны которого служили естественной границей между ледниковым покровом и морским бассейном [Атлас-монография..., 1982]. Меридиональная горная система Новой Земли и Урала тоже была занята ледником. Западносибирский морской бассейн оконтуривали Уральский и Среднесибирский ледниковые покровы, ограниченные в своем распространении горной территорией [Попов, 1959; Лазуков, 1972, 1989]. Ледники продуцировали айсберги, которые вместе с припайными льдами поставляли в накапливающийся морской осадки крупнообломочный материал [Попов, 1959]. В открытом морском бассейне происходило накопление морских, ледово-морских и ледниково-морских супесчано-глинистых осадков. Среди них наиболее грубым составом выделялись осадки, сформировавшиеся за счет вытаивания терригенного материала из айсбергов.

Несмотря на суровый климат эпохи (средняя многолетняя температура воздуха на широте современной береговой линии составляла от -13 до -15 °С [Розенбаум, Шполянская, 2000]), условия для развития криолитозоны на Севере Европейской России и Западной Сибири в среднем плейстоцене не были благоприятными. Вся суша была занята либо морем, либо ледниковым покровом. Ледниковый покров полностью изолировал подстилающие его горные породы от непосредственного теплообмена с холодным атмосферным воздухом, поэтому горные породы не промерзали ни под Скандинавским, ни под Уральским ледниками, ни под ледниковым покровом гор Путорана. Под небольшими маломощными (до 500—700 м) ледниками криолитозона могла формироваться, температура ее могла опуститься до -3 + -6 °С [Розенбаум, Шполянская, 2000]. Субмаринная сингенетическая вечная мерзлота в условиях глубокого Печорского и Карского морей, по-видимому, должна была существовать [Шполянская, 1991, 1999]. Прибрежная же субмаринная мерзлота (при глубинах моря 0—2,5 м, когда ледяной припай смерзается с дном моря), скорее всего, отсутствовала: обрывистые ледниковые берега и отсут-

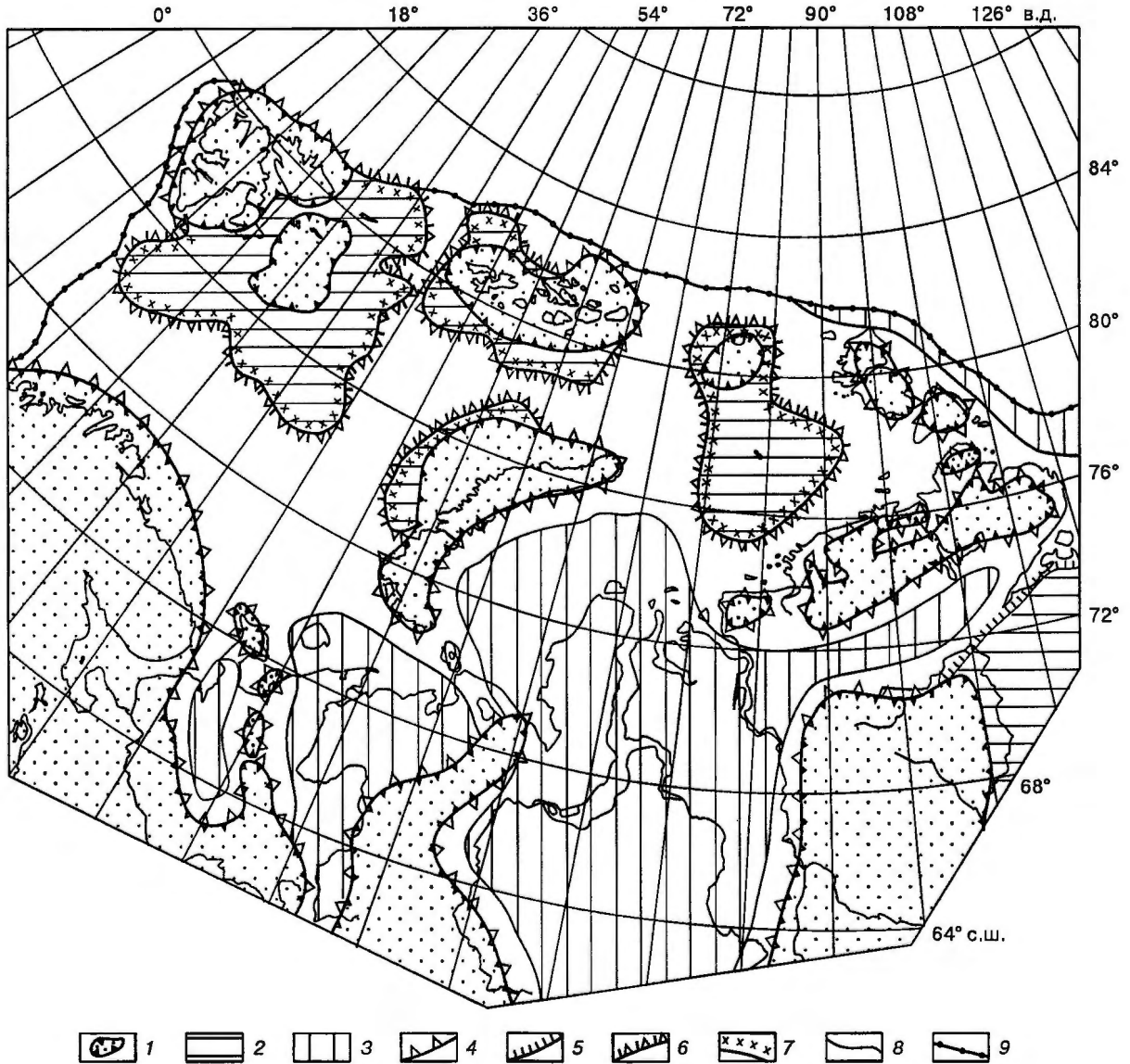


Рис. 1. Береговая линия Западного сектора Арктики в среднем плейстоцене. Эпоха максимального оледенения (Π_{2-4}).

1 — ледниковые покровы, 2 — субазральная криолитозона на равнинах, 3 — субмаринная криолитозона. Типы берегов: 4 — термоабразионно-ледниковые, 5 — термоабразионные, 6 — термоабразионно-аккумулятивные; 7 — ледниково-морские суглинисто-глинистые отложения, слагающие берега. Границы: 8 — суши, 9 — шельфа.

ствие в связи с этим мелководий не создавали условий для ее формирования (см. рис. 1).

Все это создавало своеобразные условия для береговых процессов. Синхронное развитие трансгрессии моря и наземного оледенения определило преимущественное развитие особого типа берегов — ледниково-термоабразионных. Существование значительных водных бассейнов по обе стороны горных сооружений Фенноскандии, Урала, Таймыра, сложенных докембрийскими и палеозойскими плотными породами, способствова-

ло развитию в их пределах ледниковых покровов, краевые части которых находились в активном контакте с акваториями. Это препятствовало непосредственному воздействию волновой деятельности на породы берегов. Берега формировались под влиянием экзарационной деятельности ледника — возникали фиорды. Однако тепловое влияние волновой деятельности на ледниковый край было неизбежно, поэтому в этот период тип берегов можно назвать ледниково-термоабразионным, свойственным краевым час-

тям ледников. Из-за движения ледника, чаще всего неравномерного, абрадируемый ледяной берег постоянно продвигался в сторону моря, поэтому постоянного фиксированного положения береговой линии в эту эпоху не было.

На северных низменных приморских равнинах, сложенных вечномерзлыми породами, ледники занимали небольшие площади на наиболее высоких участках суши; они не выходили к береговой линии и не формировали берега. На большей части берегов равнин шли одновременно процессы термоабразии и аккумуляции. Формировались термоабразионно-аккумулятивные берега (см. рис. 1).

Поздний плейстоцен, микулинское (казанцевское) межледниковье (III₁) — теплая межледниковая эпоха, сменившая вышеописанную ледниковую эпоху и знаменующая собой начало позднего плейстоцена. В отличие от среднего плейстоцена, главными чертами которого было преобладание медленных тектонических опусканий и трансгрессия моря, характерной чертой позднего плейстоцена было общее постепенное поднятие всего Арктического шельфа (с возвратным наступанием моря в отдельные этапы, чаще всего ингрессионным) [Асеев и др., 1972; Павлидис, 1992; Павлидис и др., 1998]. В описываемую эпоху трансгрессия моря (так называемая бореальная трансгрессия) еще существовала [Попов, 1965; Лазуков, 1989; Зубаков, 1986; Павлидис и др., 1998; Зархидзе и др., 1992], однако масштаб ее заметно уступал среднеплейстоценовой трансгрессии. Положение береговой линии Арктического бассейна (рис. 2) отражало сложные тектонические процессы этого времени, связанные, с одной стороны, с общим поднятием Западного сектора Арктического шельфа, сопровождавшимся регрессией моря, а с другой — с исчезновением мощного Скандинавского ледникового покрова и других ледниковых покровов Северного полушария Земли, вызвавшим гляциоэвстатический подъем уровня Мирового океана. Большая часть Русской равнины и Западной Сибири оказалась свободной от моря, которое занимало самые низменные участки региона, а суша существовала в виде крупных островов [Лазуков, 1972, 1989]. На шельфе продолжали существовать низкие приморские равнины [Зархидзе и др., 1992]. Исчезновение ледника открыло доступ в Баренцево море теплomu Гольфстриму. Тем не менее в Баренцевом море в эту эпоху сложилась сложная природная обстановка, сочетавшая высокую интенсивность отопляющего воздействия Гольфстрима со значительной ледовитостью моря [Полякова, 1997]. Широтная зональность была нарушена отопляющим влиянием Гольфстрима — суровость климата нарастала по мере продвижения на восток, отражая

усиление в том же направлении континентальности климата. Температура воздуха во время пика потепления (125 тыс. лет назад) превышала современную на 2,5—3,5 °С [Бараш, 1988; Зубаков, 1972; Сиротенко и др., 1990]. Средне-многолетние температуры воздуха на большей части материковой суши региона были положительными. Суша почти целиком была занята лесами [Лазуков, 1989; Сиротенко и др., 1990], темнохвойная тайга продвинулась к северу далеко за Полярный круг [Архипов, 1971; Зубаков, 1970, 1972]. Средне-многолетняя температура воздуха на широте 65° с.ш. в Европейской части была положительная, в Западной Сибири была равна -3 °С.

В таких условиях, как показывают расчеты [Розенбаум, Шполянская, 2000], субаэральная криолитозона на Европейском Севере отсутствовала. Исключение составляли горы Полярного Урала и Пай-Хоя, где криолитозона существовала и ее температура могла быть около -2 °С, а на отдельных более высоких участках могла опускаться и до -6 °С, а мощность могла достигать 400 м. Горные породы Западной Сибири, освободившиеся от моря, на большей части территории тоже не могли промерзнуть. Их температура, по нашим расчетам, была равна +0,5 ÷ +1,5 °С [Шполянская, 1981]. На шельфовых равнинах и на островах в Карском море (на месте современных Ямала и Гыдана), где температура воздуха могла опускаться до -6 ÷ -8 °С, горные породы промерзали и имели температуру от -4 до -6 °С. Там формировалась сплошная по простиранию субаэральная мерзлота мощностью до 250 м.

Субмаринная криолитозона на достаточно тепловодном шельфе Баренцева моря должна была отсутствовать. Северо-Атлантическое течение, проникавшее далеко на восток, способствовало конвективному перемешиванию глубоких слоев морской воды и препятствовало тем самым скоплению на дне моря тяжелой низкотемпературной воды. Температуры придонных слоев воды были недостаточно низкими, чтобы обеспечить промерзание донных осадков. На Карском шельфе, к северу от 68° с.ш. на глубинах, превышающих 40 м, шло формирование казанцевской синкриогенной субмаринной криолитозоны [Шполянская, 1991, 1999] с мощными пластовыми ледяными и ледогрунтовыми залежами (слагающей ныне обширные площади Ямала и Гыдана). На прибрежном мелководье происходило формирование прибрежной сингенетической криолитозоны, сопровождавшееся образованием пластовых и полигонально-жильных льдов [Тумель, Шполянская, 1983; Данилов и др., 1990].

Береговые процессы в эту теплую эпоху, в отличие от предыдущей, были более разнообраз-

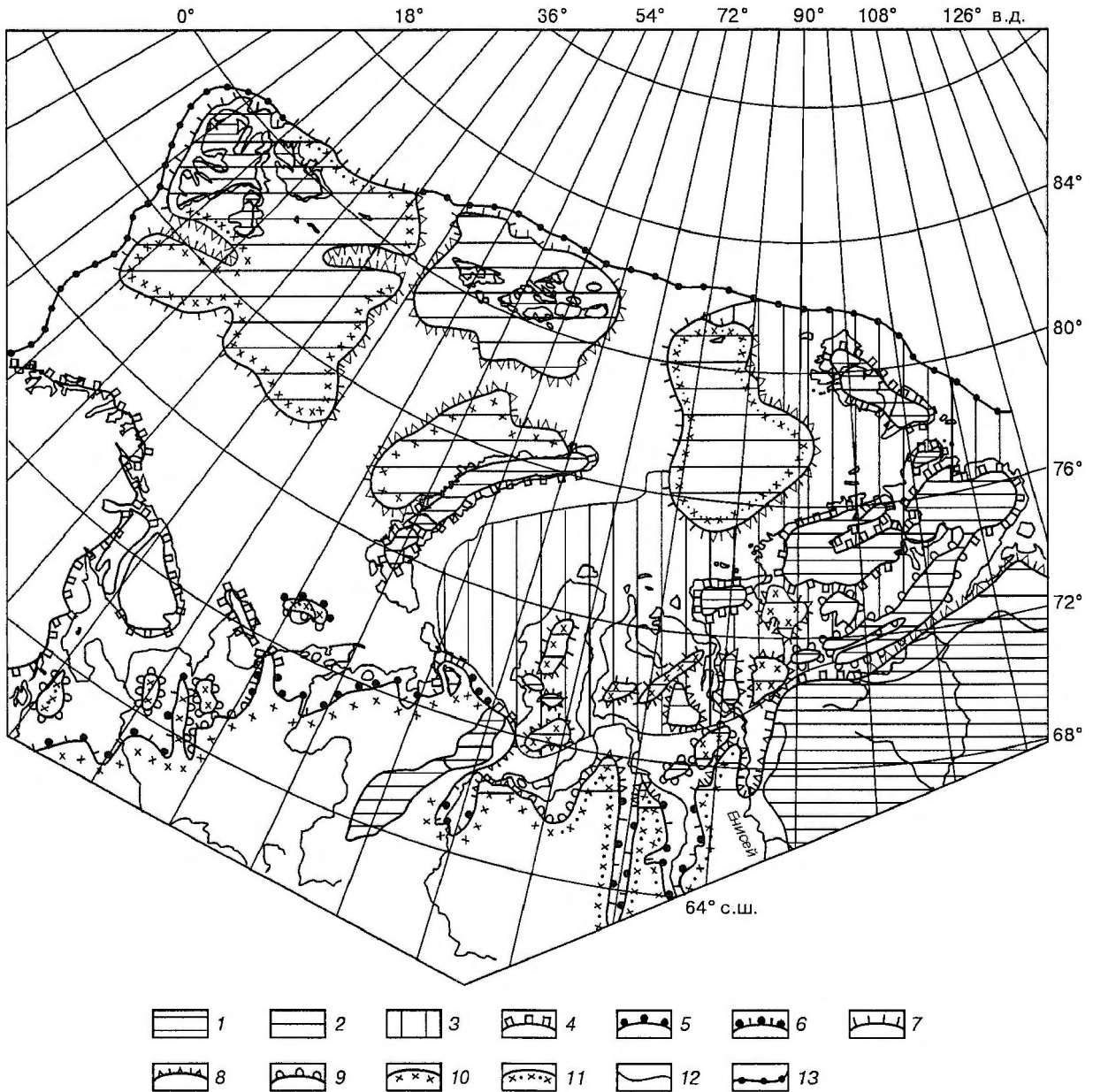


Рис. 2. Береговая линия Западного сектора Арктики в позднем плейстоцене. Микулинское (казанцевское) межледниковье (III₁).

Тип криолитозоны: 1 — субэаральная в пределах гор, 2 — субэаральная на морских равнинах, 3 — субмаринная. Типы берегов: 4 — скальные тектоно-эрозионно-ледникового расчленения, 5 — абразионные, 6 — абразионно-аккумулятивные, 7 — термоабразионные, 8 — термоабразионно-аккумулятивные, 9 — аккумулятивные. Типы отложений, слагающих берега: 10 — суглинисто-глинистые, 11 — песчано-супесчано-суглинистые. Границы: 12 — суши, 13 — шельфа.

ны. Берега Скандинавии и самая западная часть Кольского п-ова, освободившиеся от ледникового покрова, характеризовались большой изрезанностью. По аналогии с современностью [Каплин и др., 1991] можно сказать, что здесь существовал тип фиордового расчленения берега тектоно-эрозионно-ледникового происхождения, несущий следы ледниковой обработки и трещинной тек-

тоники. Следы морской абразии здесь практически не заметны (берега сложены скальными породами, мало подверженными волновой обработке). Подводные береговые склоны крутые, сбросового происхождения. Собственно Кольский п-ов, тоже являющийся частью Балтийского кристаллического щита и также сложенный прочными кристаллическими породами архей-

ского возраста, был представлен в микулинскую эпоху островами — наиболее высокими участками шита. Поэтому несмотря на то, что южная часть Баренцева моря должна была отличаться (как и теперь) значительной бурностью, волновая деятельность моря не оказывала заметного влияния на развитие берега. Используя характеристику современного северного берега Кольского п-ова [Каплин и др., 1991] для микулинского времени, условия которого для развития берегов были сходными с теперешними, можно предположить, что это был невысокий, слабо расчлененный сбросово-тектонический берег с четко выраженными следами ледниково-экзарационной обработки склонов. Работа моря была мало заметна.

Остров на месте п-ова Канин, выступы суши на месте современных Тиманского кряжа, Пай-Хоя и Полярного Урала, берега Таймыра, который представлял собой в казанцевскую эпоху высокий остров (см. рис. 2), — все они, сложенные докембрийскими и палеозойскими прочными кристаллическими и метаморфическими породами, по типу протекающих здесь береговых процессов должны были быть сходны с берегами Кольского п-ова. Берега были скалистые, извилистые. Только в самой западной части Таймыра, в районе современного Диксона, берег, как и теперь, имел прямолинейную форму. Это связано с тем, что здесь береговая линия совпадает с одним из разломов широтного направления [Каплин и др., 1991]. Берега несли следы ледниковой экзарации.

Остальная суша микулинского (казанцевского) времени представляла собой морскую равнину, освободившуюся от ранне- и среднеплейстоценового моря, и была сложена мощной толщей среднеплейстоценовых ледово- и ледниково-морских очень плотных суглинков. При этом только шельфовые равнины и острова Карского моря (на месте нынешних Ямала, Гыдана и Северо-Сибирской низменности) были сложены вечномерзлыми грунтами. Это определило соответствующие условия для береговых процессов. Несмотря на то, что влияние теплых атлантических вод проникало далеко на восток, зимой к востоку от п-ова Канин, как и теперь, на всем побережье формировался ледяной припай, а достаточно сплоченные плавучие льды функционировали не менее 7—8 месяцев в году. Это в определенной степени должно было снижать эффективность волнового воздействия на берега, но литология пород берегов (легко размываемые суглинки) нейтрализовала этот фактор. В целом здесь преобладали абразионно-аккумулятивные процессы, на островах Карского моря — термоабразионно-аккумулятивные. По аналогии с современностью [Трофимов и др., 1986] можно

предположить, что со стороны открытого моря большая часть береговой линии формировалась в виде абразионных, а на севере Западной Сибири в виде термоабразионных, выровненных берегов с высокими уступами и приглубленной частью подводного склона. В мелководных проливах, разделяющих острова древней суши на севере Западной Сибири, формировались термоабразионно-аккумулятивные и аккумулятивные берега с мелководной зоной активной прибрежной аккумуляции — барами, косами, стрелками и др.

Аккумуляция за счет переработки отложенный дна моря и выноса этого материала к берегам имела место в Баренцевом море, где среднеплейстоценовая субмаринная мерзлота в эту эпоху протаяла. В Карском море в эту эпоху продолжалось промерзание донных грунтов и формирование мощных залежей пластовых льдов [Шполянская, 1991], так что аккумуляция такого рода была значительно затруднена. Поэтому аккумулятивные береговые формы образовывались в основном за счет материала абрадируемых и термоабрадируемых берегов.

Поздний плейстоцен, валдайская (зырянско-сарганская) эпоха (III_{2,4}) — длительный холодный этап, наступивший после описанного потепления. Продолжалась регрессия Арктического бассейна, закончившаяся глубокой регрессией в поздневалдайскую эпоху, 18—20 тыс. лет назад [Асеев и др., 1972; Павлидис, 1992; Павлидис и др., 1998]. В эту эпоху выделяют три фазы.

Первая фаза — ранневалдайское (зырянское) похолодание (III₂) — длилась примерно от 80—75 до 50 тыс. лет назад. В Баренцевом море она отмечена сравнительно неглубокой (не превышавшей -40 ÷ -50 м) регрессией морского бассейна [Каплин, Селиванов, 1999], в Карском море — сохраняющейся трансгрессией в заметно уменьшенном, по сравнению с предыдущей эпохой, объеме (море лишь окаймляло северные окраины суши) [Лазуков, 1989]. Температура воздуха была на шесть градусов ниже современной. Возобновились покровные ледники на тех же местах, что и в среднем плейстоцене. Однако оледенение в эту эпоху имело заметно меньшие размеры, чем в среднем плейстоцене. Оно не выходило за пределы горных районов Кольского п-ова, Скандинавии, Полярного Урала [Зархидзе и др., 1992] и Среднесибирских гор [Лазуков, 1989]. На всей территории внеледниковой суши горные породы промерзали на большую (до 500 м) глубину. Существовала и субмаринная криолитозона.

Ледники не выходили к берегам моря и не формировали их тип. Берега в эту эпоху были сложены по большей части высокольдистыми мерзлыми породами казанцевского времени —

суглинисто-глинистыми толщами с ледяными пластовыми залежами и супесчано-песчаными толщами с полигонально-жильными льдами. Море активно преобразовывало льдистые берега многочисленных заливов и лагун, вырабатывая во многих районах побережья четкий береговой уступ. Аккумулятивные берега формировались в основном вблизи участков интенсивного размыва. Переработка волнами донных отложений была затруднена из-за наличия субмаринной мерзлоты.

Вторая фаза — *средневалдайская (каргинская) межледниковая эпоха (III₃)*. Она характеризовалась небольшой возвратной трансгрессией, имевшей ингрессионный характер [Данилов, 1978; Полякова, 1997]. На Европейском Севере море занимало узкую полосу современной суши в районе Печорской низменности и Большеземельской тундры. В Западной Сибири море оконтуривало узкой полосой Ямал и Гыдан, заливало районы в низовьях Енисея и на северо-западе Таймыра [Лазуков, 1989; Каплин, Селиванов, 1999]. Море проникало вглубь узкими заливами — будущими устьями рек Гыда, Юрибей, Антипаюта, Мессояха, Танама, долинами пра-Оби, пра-Печоры. Покровное оледенение отсутствовало, но заметного потепления не происходило. Вечная мерзлота продолжала существовать.

Формировались преимущественно термоабразионные берега. Наиболее активно эти процессы протекали в Западной Сибири [Трофимов и др., 1986]. Разрушались берега, сложенные осадками салехардской и казанцевской свит с крупными пластовыми залежами льдов. В результате размыва и вытаивания этих льдов остались огромные и глубокие водоемы, впоследствии отделившиеся от заливов и сохранившиеся в виде глубоких озерных водосбегов, например, Хасейнто, Периптавето, Ямбуто и др. В узких заливах — будущих долинах — протекали активные береговые процессы, которые по характеру размыва и переноса осадков скорее следует отнести к процессам береговой термоэрозии.

Третья фаза — *поздневалдайская (сартанская) эпоха (III₄)* — признается самой холодной в плейстоцене, с максимумом похолодания 18—20 тыс. лет назад. Регрессия моря в этот период привела к осушению почти всего Арктического шельфа до изобаты 110—140 м [Зархидзе и др., 1992; Павлидис и др., 1998; Троицкий, Кулаков, 1976]. Море оставалось лишь на крайнем северо-западе Баренцева моря в виде отдельных окон, покрытых паковыми льдами [Матишов, Павлова, 1990] (рис. 3).

Климат был резкоконтинентальным, температура воздуха ниже современной на 7—10 °С и на широте современной береговой линии была равна $-15 \div -17$ °С, осадков выпадало мало, эпо-

ха отличалась большой сухостью. Сформировались достаточно однородные условия на всей территории Арктики — однородная тундра и тундро-степи. Снова возникли ледниковые покровы. Но оледенение было заметно меньших размеров, чем среднеплейстоценовое. На островах Западной Арктики ледники практически не превышали размеров современных ледников. На большей части горных сооружений оледенение было горно-долинным. О размерах Скандинавского ледника спорят. Одни исследователи [Атлас-монография..., 1982] считают, что он распространялся на восток до п-ова Канин. Согласно другим мнениям, на Фенноскандии и Кольском п-ове оледенение было полупокровным [Зархидзе и др., 1992]. Это была система автономных ледниковых покровов, не смыкавшихся между собой [Матишов, Павлова, 1990; Развитие..., 1993]. Ледники не выходили к берегам моря.

Все это должно было обусловить существование мощной низкотемпературной достаточно однородной в пространстве субэаральной криолитозоны мощностью до 700—800 м на равнинах и более 1000 м в горах. Субмаринная криолитозона, вероятнее всего, тоже существовала, при этом наиболее развитой была субмаринная прибрежная криолитозона при глубинах моря 0—2,5 м (под припайным льдом) с температурой от -11 до -14 °С и мощностью от 30 до 400 м [Розенбаум, Шполянская, 2000].

В таких условиях береговые процессы не могли быть активными. Высокая ледовитость моря, предельно ограничивавшая волновую деятельность, очень короткий теплый сезон, вероятно, почти не освобождавший берега от припайного льда, мерзлые берега — все это мало способствовало развитию абразии и термоабразии. Некоторое разрушение могли производить припайные льды во время летних подвижек. Из-за слабого движения вод этот материал должен был осаждаться где-то недалеко от берега. Так что можно сказать, что основной тип берегов этой эпохи — термоабразионно-аккумулятивный слабовыраженный. В тех редких местах, где ледники спускались непосредственно в море, формировались термоабразионно-ледниковые берега. В крупных долинах прарек того времени, близких по своему характеру к узким заливам большой протяженности, развиты были процессы термоэрозии, формировавшие термоэрозионно-аккумулятивные типы берегов (см. рис. 3).

РАЗВИТИЕ БЕРЕГОВ РЕГИОНОВ В ГОЛОЦЕНЕ (IV)

Верхневалдайской эпохой заканчивается плейстоцен. Его сменяет голоцен — теплая межледниковая эпоха, начавшаяся 10,5 тыс. лет на-

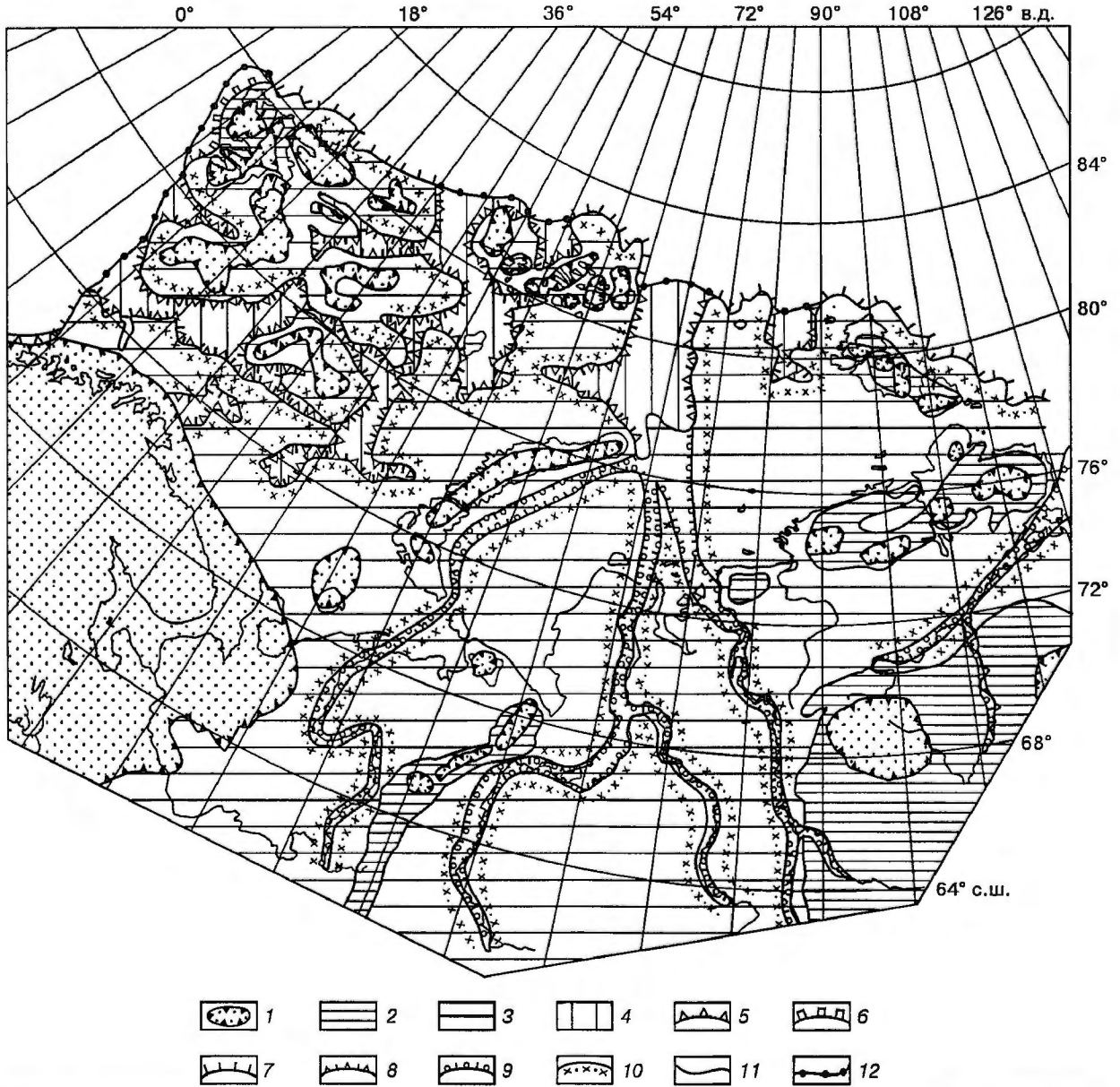


Рис. 3. Береговая линия Западного сектора Арктики в позднем плейстоцене. Поздневалдайская (сарганская) эпоха (Ш.).

1 — ледниковые покровы, 2 — субазральная криолитозона в пределах гор, 3 — субазральная криолитозона на озерно-аллювиальных равнинах и в речных долинах, 4 — субмаринная криолитозона. Типы берегов: 5 — термообразно-ледниковые, 6 — скальные тектоно-эрозионно-ледникового расчленения, 7 — термообразные, 8 — термообразно-аккумулятивные, 9 — термоэрозионно-аккумулятивные; 10 — песчано-супесчано-суглинистые отложения, слагающие берега. Границы: 11 — суши, 12 — шельфа.

зад [Климанов, 1990; Хотинский и др., 1991; и др.] и дпящаяся по сей день. В голоцене складывается окончательная конфигурация береговой линии. Голоцен ознаменовался послеледниковой (фландрской) морской трансгрессией, в результате которой 6 тыс. лет назад уровень моря достиг современного положения и с тех пор подвергался лишь незначительным колебаниям

[Каплин и др., 1991]. Одновременно 6 тыс. лет назад началась эпоха климатического оптимума — эпоха заметного потепления, когда среднесуточная температура воздуха превышала современную на два градуса.

На Европейском Севере, на большей его части установились положительные среднегодовые температуры воздуха. Только в северо-вос-

РАЗВИТИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА

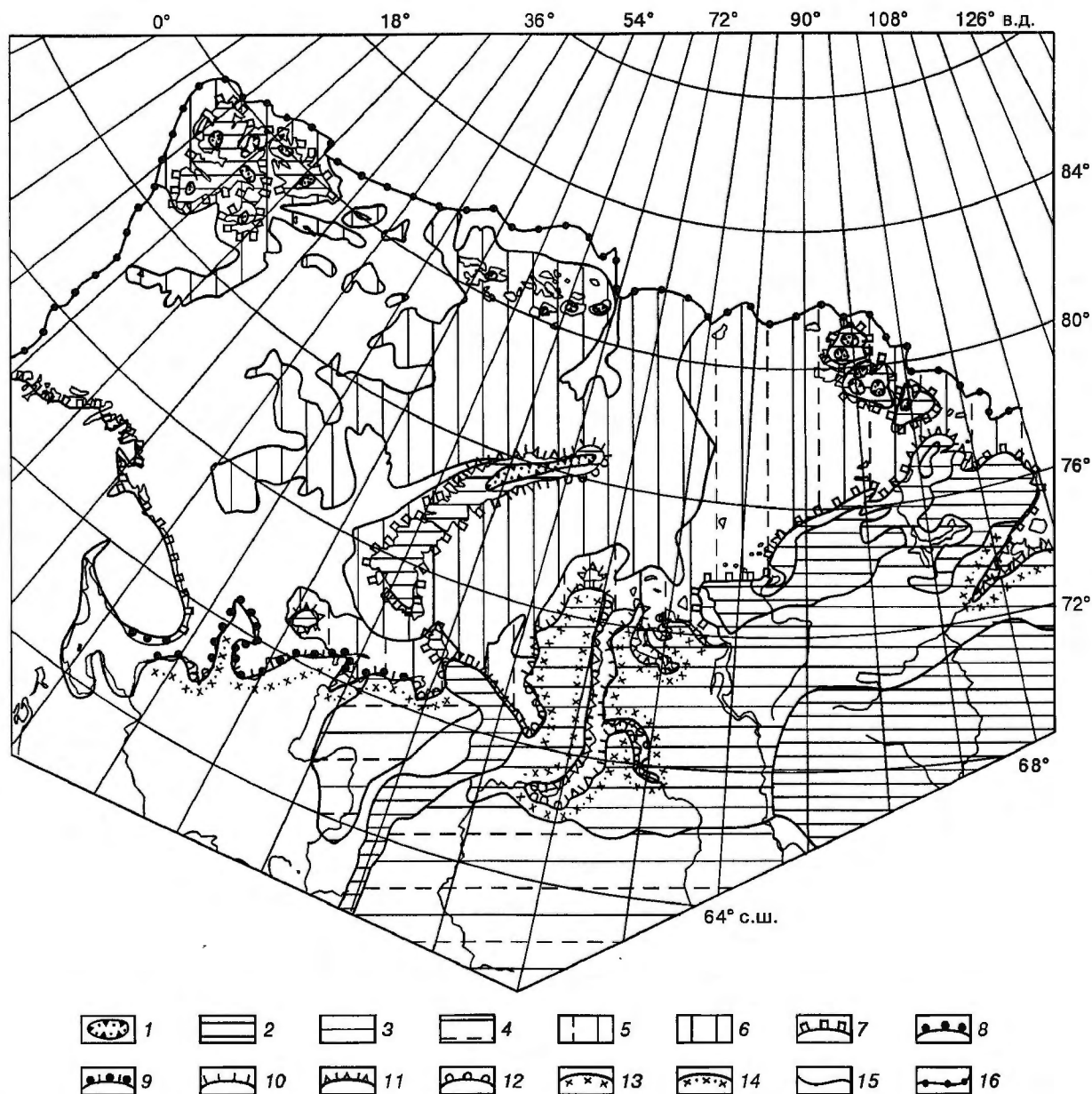


Рис. 4. Береговая линия Западного сектора Арктики в голоцене (IV). Эпоха климатического оптимума (6 тыс. лет назад).

1 — ледниковые шапки в горах на северных островах шельфа; 2 — субаэральная криолитозона в горах; 3 — субаэральная криолитозона на равнинах, высоких и низких; 4 — субаэральная криолитозона реликтовая; 5 — субмаринная криолитозона реликтовая; 6 — донные грунты шельфа с отрицательной температурой. Типы берегов: 7 — скальные тектоно-эрозивно-ледникового расчленения, 8 — абразионные, 9 — абразионно-аккумулятивные, 10 — термоабразионно-аккумулятивные, 11 — термоабразионно-аккумулятивные, 12 — аккумулятивные. Типы отложений, слагающих берега: 13 — суглинисто-глинистые, 14 — песчано-супесчано-суглинистые. Границы: 15 — суши на тех участках, где она не совпала с современной, 16 — шельфа.

точной его части температуры оставались отрицательными, не опускаясь, однако, ниже $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$. На большей части района субаэральные мерзлые породы поздневалдайского (сартанского) времени оттаяли. Только в северо-восточной части района — в районе Печорской синеклизы, где на

протяжении всей истории плейстоцена климатические условия были более суровыми, а мощной вечной мерзлоты всегда была наибольшей, вечномерзлые породы протаяли не полностью и сохранялись на некоторой глубине как реликтовые (рис. 4). Их температура близка к $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Субмаринная криолитозона на большей части Баренцева моря отсутствовала, кроме лишь юго-восточной его части, где она была представлена в основном реликтовыми вечномерзлыми породами, затопленными в результате трансгрессии моря [Соловьев, 1988].

В Западной Сибири субаэральная криолитозона сохранилась севернее Полярного круга. К югу от него, т. е. южнее 66° с.ш., мерзлые породы начали протаивать и сохранялись на некоторой глубине как реликтовые. Субмаринная криолитозона тоже была представлена реликтовой вечной мерзлотой на затопленных территориях ранее осушенного шельфа Карского моря (см. рис. 4).

Среди береговых процессов того времени, сохранивших свое значение и теперь, наиболее развиты абразионные и абразионно-аккумулятивные при отсутствии вечной мерзлоты, термоабразионные и термоабразионно-аккумулятивные в районах распространения вечной мерзлоты. Они составляют около 80 % длины береговой линии, т. е. на большей части побережья региона происходит активное взаимодействие вод Карского и Баренцева морей с берегами, сложенными вечномерзлыми льдистыми породами — суглинками, супесями, песками, торфом [Экзогеодинамика..., 1986].

Термоабразионная переработка берегов Карского и Баренцева морей (Печорская, Байдаракская, Обская, Тазовская и Гыданская губы), несмотря на короткий летний период, проходит с весьма заметной скоростью. Практически постоянное волнение в 1—3 балла за один летний период приводит к тому, что многие участки побережья Ямала, Гыдана, Югорского и Тазовского полуостровов, сложенные средне- и верхнечетвертичными льдистыми породами суглинисто-глинистого состава, размываются со средней скоростью 1—2 м в год [Экзогеодинамика..., 1986; Васильев и др., 2001]. При этом в позднечетвертичных супесчано-песчаных отложениях с очень высокой мезо- и макрольдистостью (до 70—80 %), распространенных на побережье Восточного Ямала и Северного Гыдана, термоабразионная переработка происходит с большей скоростью — до 2—5 м в год, достигая в отдельные годы 10—15 м в год. Слабольшдистые мерзлые породы, слагающие, например, западное побережье Тазовского п-ова, берега о. Колгуева, разрушаются существенно по-иному. Лишенные заметных скоплений льда, породы береговых уступов подвергаются преимущественно абразии — механическому разрушению морскими волнами, к которому они оказываются более устойчивыми и менее подвижными. Скорость отступления берегов в таких случаях существенно ниже и обычно не превышает 0,1—0,3 м в год, например, на

западном побережье Тазовского п-ова [Экзогеодинамика..., 1986].

Скорость термоабразии существенно зависит, помимо льдистости, от того, каков литологический состав пород берегового уступа в месте непосредственного соприкосновения его с водой. В этом случае супесчано-песчаные льдистые берега размываются заметно быстрее и активнее, чем суглинисто-глинистые, несмотря на обычно более высокую их льдонасыщенность. Связано это с тем, что песчаные грунты обладают большей теплопроводностью и оттаивают на большую глубину, а потому легче размываются волнами. Глинистые породы обычно менее теплопроводны, оттаивают на меньшую глубину и обладают более высокой диагенетической уплотненностью, поэтому более устойчивы к размыву.

Большое своеобразие в процесс переработки берегов (имеется в виду и скорость переработки, и формирование рисунка берегов) вносит наличие в перерабатываемых водой отложениях пластовых льдов. Выходы пластовых льдов неглубокого залегания открываются чаще всего в уступах древних (позднеплейстоценовых) и современных береговых линий моря на западном побережье Ямала и на отдельных участках Байдаракской губы, в крутых берегах современных крупнейших озер Ямала и Северного Гыдана [Трофимов и др., 1975; Баду, 1978; Дубиков, 2002]. Здесь как склоны террас и междуречий, так и береговые уступы озерных водоемов интенсивно разрушаются из-за вскрытия и таяния этих льдов. Такие берега отличаются максимальными скоростями размыва. Наглядным примером такого процесса является оз. Ней-то на Северном Ямале [Экзогеодинамика..., 1986].

Западная часть побережья оз. Ней-то сложена сильнольдистыми суглинистыми и глинистыми породами, перекрывающими мощную залежь пластового льда. В суглинках и глинах наблюдается густая решетка мощных вертикальных и тонких горизонтальных прослоев льда над ледяными пластами. Такой береговой уступ на протяжении 7 км подвержен интенсивной термоабразии. Обнаженная стенка обрыва, подвергаясь отепляющему действию воздуха, постепенно освобождается от цементирующих грунт ледяных шпиров и распадается на грунтовые блоки до 30—50 см в поперечнике. Эти блоки осыпаются, образуя огромные насыпи под уступом, постепенно оттаивают и дробятся на более мелкие обломки, которые затем, приняв текучее или текучепластичное состояние, стекают вниз в озеро по поверхности мерзлого субстрата. Оплывины быстро размываются волнами озера, освобождая место для новых оплывин, и уносятся вдаль береговыми течениями. При выработке профиля равновесия сплывы грунта резко сокра-

щаются, и обнажение новых стенок приостанавливается. Склоны зарастают и оказываются в законсервированном состоянии до тех пор, пока их основание вновь не подвергнется размыву.

И берега оз. Ней-то, и берега в районах морского побережья рассматриваемой территории в большой мере изъедены крупными циркообразными воронками, явно указывающими на развитие здесь и интенсивную переработку в прошлом льдистых грунтов, вмещавших пласты льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение проведенного анализа следует сказать, что в результате плейстоцен-голоценовой динамики арктической береговой зоны сформировалась четко выраженная лестница морских водораздельных равнин и окаймляющих их морских и лагунно-морских террас. Эти уровни разделены древними береговыми уступами, бывшими когда-то пространственно-временной границей максимального распространения вод морского бассейна, границей, в пределах которой происходили весьма объемные и интенсивные процессы термоабразии и аккумуляции отложений побережья.

Современная береговая зона в целом формировалась в период позднеледниковье—голоцен в процессе фландрской морской трансгрессии. Уровень моря достиг современного положения 6 тыс. лет назад и с тех пор подвергался лишь незначительным колебаниям. Из этого следует, что изменения рисунка береговой линии за эти 6 тыс. лет (климатический оптимум и после него) на большей части рассматриваемого региона происходили главным образом за счет термоабразии (с термоденудацией и термокарстом) и термоабразионно-аккумулятивной переработки берегов. Благодаря широкому распространению пластовых залежей льда в морских отложениях Западной Сибири и северо-восточной части Европейского Севера, этот процесс в той или иной степени выраженности практически повсеместно проявлялся на побережьях региона в течение всего голоцена. Этот же процесс будет и в будущем повсеместно проявляться на побережьях. Дальнейшие исследования позволят с большей детальностью оценить тенденции развития береговой арктической зоны.

Настоящее исследование выполнено при финансовой поддержке фонда INTAS (грант № 01-2329) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 02-05-64263).

Литература

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1971, 170 с.
Арз Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М., Наука, 1980, 160 с.

Асеев А.А., Благоволитин Н.С., Доскач А.Г., Серебряный Л.Р. Основные этапы геоморфологического развития Русской равнины в четвертичный период // Геоморфология, 1972, № 4, с. 19—27.

Атлас-монография: Палеогеография Европы за последние 100 000 лет / Отв. ред. А.А. Величко. Л.-М., Наука, 1982.

Бадю Ю.Б. Криолитогенез в условиях севера Западно-Сибирской плиты. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., Изд-во МГУ, 1978, 24 с.

Бараш М.С. Палеоэкологические аспекты палеоокеанической эволюции северной Атлантики и прилегающей области Арктического бассейна // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М., Наука, 1988, с. 53—67.

Бирюков В.Ю., Дунаев Н.Н., Павлидис Ю.А. Осадочный чехол и развитие Западно-Карского шельфа в кайнозое // Вестник МГУ. Сер. 5, геогр., 1989, № 3, с. 53—59.

Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л. Динамика термоабразионных берегов западного Ямада // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 1, с. 44—52.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских Субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978, 198 с.

Данилов И.Д., Парунин О.Б., Полякова Е.И. Происхождение и возраст „ледового комплекса“ на севере Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1990, № 1, с. 72—77.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.

Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е., Генералов П.П. Кайнозой Норвежского, Баренцева и Карского морей // Атлас палеогеографических карт „Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое“ / Под ред. М.И. Алексеева. Робертсон ГРУП плк (Великобритания) — ГИН АН СССР. М., 1992, т. 1 — текст, т. 2 — карты.

Зубаков В.А. Палеогеография и геохронология верхнего плейстоцена и голоцена Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 3.

Зубаков В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., Наука, 1972.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события в плейстоцене. Л., Гидрометеоздат, 1986, 287 с.

Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М., Мысль, 1991, 478 с.

Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М., ГЕОС, 1999, 297 с.

Климанов В.А. Количественные характеристики климата северной Евразии в позднеледниковье // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1990, № 4, с. 116—126.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). М., МГУ, 1972.

Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М., Высшая школа, 1989, 320 с.

Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Общая экология и палеогеография полярных морей. Л., Наука, 1990, 223 с.

Павлидис Ю.А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время // М., Наука, 1992, 272 с.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М., ГЕОС, 1998, 187 с.

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М., Научный мир, 1997, 145 с.

Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.

Попов А.И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1965, с. 76—88.

Развитие ландшафтов и климата северной Евразии. Поздний плейстоцен—голоцен / Отв. ред. А.А. Величко. Вып. 1, М., 1993, с. 99.

Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития. М., Научный мир, 2000, 103 с.

- Сиротенко О.Д., Величко А.А., Долгий-Грач В.А., Климанов В.А. К оценке агроклиматических ресурсов Русской равнины в связи с глобальным потеплением климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1990, № 6.
- Соловьев В.А. Баренцевоморский шельф // Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М., Недра, 1988.
- Троицкий С.Л., Кулаков А.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий // Проблемы экзогенного рельефообразования. М., Наука, 1976, кн. 1, с. 351—426.
- Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Полуостров Ямал. М., Изд-во МГУ, 1975.
- Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. М., Изд-во МГУ, 1986.
- Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Криолитогенез плейстоценовых отложений в низовьях Енисея (на примере Селякина мыса) // Проблемы криолитологии, 1983, вып. XI, с. 116—136.
- Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А. и др. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1991, № 3, с. 30—42.
- Шполянская Н.А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. М., Изд-во МГУ, 1981, 163 с.
- Шполянская Н.А. Субмаринный криолитогенез в Арктике // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. 1991, вып. 71, с. 65—70.
- Шполянская Н.А. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири) // Криосфера Земли, 1999, т. IV, № 4, с. 61—70.
- Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.Т. Трофимова. М., Изд-во МГУ, 1986, 288 с.

Поступила в редакцию
10 июня 2002 г.